

**Eishochwasser an Oder und Elbe
aus historischen und meteorologischen Gesichtspunkten
und im Hinblick auf mögliche Gefährdungen**

Von der Fakultät für Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik
der Brandenburgischen Technischen Universität Cottbus
zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
genehmigte Dissertation

vorgelegt von

Master of Science

Alfred Schuh

aus Trier-Pfalzel

Gutachter:	Professor Dr. rer. nat. (habil.) Uwe Grünewald
Gutachter:	Dr.-Ing. (habil.) Dirk Carstensen
Tag der mündlichen Prüfung:	23. November 2011

Inhaltsverzeichnis		I
Abbildungsverzeichnis		V
Tabellenverzeichnis		XI
Symbolverzeichnis		i
Abkürzungsverzeichnis		iv
1	Einleitung	1
1.1	Problembeschreibung	1
1.2	Zielsetzung, Aufbau und Vorgehensweise	3
2	Eishochwasser in der Vergangenheit	5
2.1	Historische Eishochwasser und Hochwasserforschung	5
2.2	Definition von Hochwasser und Eishochwasser	12
2.3	Chronologie der Eishochwasser an der Oder	13
2.4	Chronologie der Eishochwasser an der Elbe	19
2.5	Eishochwasser von 1845 an der Elbe	24
3	Hydrographische und morphologische Eigenschaften von Oder und Elbe unter dem Gesichtspunkt von Eishochwasser	30
3.1	Das Stromgebiet der Oder	30
3.2	Das Stromgebiet der Elbe	36
4	Entstehung von Eishochwassern	39
4.1	Ursachen von Hochwasser	39
4.2	Klimatisch-meteorologische Voraussetzungen bei der Bildung von Eishochwassern	40
4.2.1	Allgemeine Begriffsbestimmungen	41
4.2.2	Klimatische Voraussetzungen von Eishochwassern einschließlich Eisstatistiken	42
4.2.3	Großwetterlagen und ihr Einfluss auf die Entstehung von Eisständen	50
4.2.4	Die Nordatlantische Oszillation (NAO)	63
4.3	Von der Eisbildung zum Eishochwasser	69
4.3.1	Physikalische Eigenschaften von Eis	70
4.3.1.1	Physik des Eises	70
4.3.1.2	Festigkeitseigenschaften des Eises	71
4.3.1.2.1	Druckfestigkeit	67
4.3.1.2.2	Zug-, Biege-, Biegezug- und Scherfestigkeit	71
4.3.1.3	Eisdicke und deren Berechnung	76

4.3.1.4	Eisdickenmessungen	82
4.3.2	Eisbildungsprozess im Allgemeinen und in fließenden Gewässern	85
4.3.3	Bildung von Rand-, Grundeis und Eisschollen	86
4.3.4	Eisstau- und Eisversatzbildung	91
4.3.4.1	Begriffsbestimmungen und allgemeine Erläuterungen	92
4.3.4.2	Orte des Entstehens von Esttau- und Eisversatzbildung	94
4.3.4.2.1	Eisstau- und Eisversatzbildung an Brücken	90
4.3.4.2.2	Eisstau- und Eisversatzbildung durch Sandbänke	98
4.3.4.2.3	Eisstau- und Eisversatzbildung durch Einengung des Abflussprofils	101
4.3.4.2.4	Eisstau- und Eisversatzbildung durch Verbuschung der Vorländer	104
4.3.4.2.5	Eisstau- und Eisversatzbildung durch verringertes Gefälle und Flusskrümmungen	111
4.3.4.2.6	Eisstau- und Eisversatzbildung im Tidebereich eines Flusses	113
4.3.4.2.7	Eisstau- und Eisversatzbildung in der Oder ab dem Dammschen See (JezioroDabie)	115
4.3.4.2.8	Abhängigkeit des Eisstandes vom Durchfluss	116
4.3.4.3	Zeitpunkt des Entstehens eines Eistaus anhand von geringen Kältesummen	123
4.3.4.4	Fortschreitende Eisstandsgrenze	123
4.3.5	Entstehen eines Eishochwassers	134
4.3.5.1	Wasseranstieg infolge von Eisversetzungen	134
4.3.5.2	Einengung des Abflussquerschnittes	140
4.3.5.3	Berechnung des Abflusses unter einer Eisdecke	149
4.3.5.4	Eisgang	151
4.4	Eishochwasser in der Zukunft?	154
5	Gefährdungen durch Eishochwasser	162
5.1	Eislastansätze auf wasserbauliche Anlagen	162
5.1.1	Arten von Eislasten	162
5.1.2	Eisdruck auf Uferbauwerke und Anlagen	163
5.1.2.1	Eisdruck auf breite Bauwerke einschließlich Treibeis, aber ausgenommen Deichaußenböschungen	164
5.1.2.2	Eisdruck auf schmale Bauwerke	169
5.1.3	Eisdruck infolge Eisausdehnung durch Temperaturanstieg	175
5.1.4	Gefährdung von Wasserbauwerken und Wasserfahrzeugen durch Eis	178

5.2	Gefährdung der Deiche durch Eishochwasser	180
5.2.1	Geschichte der Deiche und heutige Rechtslage	182
5.2.2	Der Begriff „Deich“ und die verschiedenen Deichformen	186
5.2.3	Anforderungen an Deiche und Deichstrukturen	187
5.2.4	Allgemeine Gefährdungsarten von Deichen und solche durch Eishochwasser	189
5.2.4.1	Allgemeine Gefährdungsarten versus Gefährdungen durch Eishochwasser	189
5.2.4.2	Gefährdung bei Eishochwasser durch einen schnell fallenden Wasserspiegel	192
5.2.4.3	Gefährdung durch Überströmen infolge Eishochwasser	193
5.2.4.4	Gefährdung der Deiche durch Bäume auf und an den Deichen	197
5.2.4.5	Belastung der Außenböschung eines Deiches durch die Schleppspannung oder Schubspannung und durch Eis	201
5.2.4.5.1	Belastung der Außenböschung eines Deiches durch die Schleppspannung oder Schubspannung	201
5.2.4.5.2	Belastung der Außenböschung eines Deiches durch Eis	215
5.3	Verhinderung von Schäden an Deichen infolge Eis	225
6	Schutz vor Eishochwassern und deren Bekämpfung	229
6.1	Vorbeugende Bekämpfung von Eishochwassern	229
6.1.1	Bauliche Maßnahmen an den Flüssen	229
6.1.2	Hochwassermelde- und Eiswarndienst	230
6.2	Die eigentliche Bekämpfung von Eishochwassern	232
6.2.1	Rechtliche Voraussetzungen	232
6.2.2	Technische Hilfsmittel zur Bekämpfung von Eishochwassern	233
6.3	Einsatz von Eisbrechern und Ablauf des Eisaufbruchs	234
6.4	Bekämpfung von Eishochwassern durch Kühlwassereinleitungen	244
6.5	Weitere Mittel zur Bekämpfung von Eishochwassern	246
7	Zusammenfassung	249
	Literaturverzeichnis	252
Anhang 1	Großwetterlagen 1971/72 bis 2009/10, jeweils 15 Tage vor einem Eisstand im Bereich Hohensaaten/Oder	280
Anhang 2	Kältesummen in Großwetterlagen vor Eisstand und Großwettertypen mit Beteiligung am Eisstand 1971/72 bis 2009/10	283
Anhang 3	Großwetterlagen im Winter, Monate Dezember bis Februar der Jahre 1971/72 bis 2009/10	285

Anhang 4	Großwetterlagen und Großwettertypen und deren Häufigkeit 15 Tage vor einem Eisstand auf der Oder 1971/72 bis 2009/10	286
Anhang 5	NAO-Index jeweils 2 Monate und 1 Monat vor dem Eisstand und im Monat bei Beginn des Eisstandes in der Zeit von 1929/21 bis 2009/10	289
Anhang 6	Großwetterlagen im Winter, Monate Dezember bis Februar der Jahre 1971/72 bis 2009/10 (Anzahl an Tagen)	292

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1	Eishochwasser bei Regensburg am 12. Februar 1893 (LfU, 2008)	1
Abb. 1.2	Eishochwasser an der Mosel bei Traben-Trarbach im Jahre 1997 (SCHMIDT, 1997)	3
Abb. 2.1	Hochwassermarken an der Heidelberger Brücke (STRAUB, 2006)	7
Abb. 2.2	Quellen für die Rekonstruktion historischer Hochwasser (DEUTSCH, 2003)	8
Abb. 2.3	Deich an der Elbe bei Berge (km 420,0) aus dem Jahre 1909 (ROEßLER, 1911)	23
Abb. 2.4	Hochwasser der Elbe am 31. März 1845, Augustusbrücke in Dresden (Sammlung Deutsch)	25
Abb. 2.5	Hochwasser in Dresden, Augustusbrücke (Aufnahme vom 17. August 2002 unter: http://www7sky.de 20110509)	28
Abb. 3.1	Einzugsgebiet der Oder (GRÜNEWALD et al., 2000)	31
Abb. 3.2	Längsprofil der Oder, **Reihe 1991-2000 und * Reihe 1951-2000 (WSD Ost in Magdeburg, 2011, internes Arbeitsmaterial)	33
Abb. 3.3	Hydrographische Bedingungen an der Grenzoder (BUCHHOLZ, 2009)	34
Abb. 4.1	Frosteindringtiefe bei unbewachsenem Boden im Winter 2005/06 (DWD, 2006)	40
Abb. 4.2	Relative Häufigkeit und Wahrscheinlichkeit von Eiserscheinungen am Pegel Hohensaaten (FREYDANK, 1986)	46
Abb. 4.3	Luftmassen und Wetterlagen im atlantisch-europäischen Raum in ihrer Wirkung auf Europa (HUPFER, 1996)	52
Abb. 4.4	Luftmassen Europas und ihre Eigenschaften (HUPFER & KUTTLER, 2006)	52
Abb. 4.5	Großwetterlagen, Großwettertypen, Luftmassen (GERSTENGARBE & WERNER, 1999)	53
Abb. 4.6	Relative Häufigkeit von Großwetterlagen im meteorologischen Winterhalbjahr und deren Veränderung im Zeitraum 1951 – 2000 gegenüber 1901 – 1951 (BERNHOFER et al., 2005), Großwetterlage Nr. 30 ist unbestimmt	56
Abb. 4.7	Veränderung der Häufigkeiten der Großwettertypen im meteorologischen Winter (Dezember bis Februar) (BERNHOFER et al., 2005)	57
Abb. 4.8	Häufigkeiten zonaler Westwetterlagen und der Großwettertypen Nord, Ost, Nordost und Südost (N+E+NE+SE) für die Monate Dez., Jan., Feb. 1881-2002 (11-jährige Glättung) nach Bardossy (BRONSTERT, 2006)	60
Abb. 4.9	Mittlere Anomalien meteorologischer Größen an den Stationen Hamburg (Ha), Potsdam (Po), Karlsruhe (Ka) und Hohenpeißenberg (Ho) bezogen auf die Großwetterlagen für die Winter (Dezember – Februar) 1901-2003 (GERSTENGARBE & WERNER, 2005)	61
Abb. 4.10	Auszug von verschiedenen NAO-Indizes (LECKEBUSCH et al., 2008)	64

Abb. 4.11	Auszug der Korrelationstabelle der NAO-Indizes im Winter (LECKEBUSCH et al., 2008)	64
Abb. 4.12	NAO-Index von 1800 bis 2007 (ROSSER, 2007)	65
Abb. 4.13	NAO-Phase vom 3.9.2009 bis zum 31.12.2009 nach CPC (HURRELL, 1995) und http:// www.meteo.ethz.ch/winter-nao.html 20100729	66
Abb. 4.14	NAO-Index von 1821 bis 2010 nach Jones (OSBORN, 2011)	66
Abb. 4.15	Vom Eisbildungsprozess zum Eishochwasser	69
Abb. 4.16	Dichte von Wasser und Eis (BARJENBRUCH, 1998)	70
Abb. 4.17	Würfeldruckfestigkeit von Elbe-Eis (Frischwassereis) als Funktion der Verformungsgeschwindigkeit mit der Temperatur und der Druckrichtung als Parameter (SCHWARZ, 1970)	73
Abb. 4.18	Eisaufbruch am 11.1.2009 unterhalb von Hohensaaten-Finow auf der Oder (WSA EBERSWALDE)	81
Abb. 4.19	Eisschollen am Ufer der Oder bei Reitwein, Winter 2008/09 (WSA EBERSWALDE)	82
Abb. 4.20	Eisdickenmessungen und Durchflussmessungen unter Eis am 4.2.1987 auf der Oder bei Hohenwutzen vom damaligen Wasserstraßenhauptamt Berlin, zur Verfügung gestellt von der BfG Koblenz	83
Abb. 4.21	Randeis an einer Buhne auf der Oder am 5.2.2009 (SCHIEBERLE, 2011)	86
Abb. 4.22	Wilde Weißeritz/ Grund- und Randeis vom 08.01.2009 (Foto: BfUL unter www.umwelt.sachsen.de/de/wu/umwelt/lfug/lfug-internet/bilder.pdf)	87
Abb. 4.23	Eisschollen mit Eisbärten an der Oder im Januar 1982 (Foto: Trömel)	89
Abb. 4.24	Treibeis auf der Oder mit Randeisbildung (SCHIEBERLE, 2011)	90
Abb. 4.25	Eisbildungsprozess bei turbulentem Abfluss (CARSTENSEN, 2008) nach WHITE (2006)	91
Abb. 4.26	Klassifizierung der Eisprozesse, aus CARSTENSEN (2008)	91
Abb. 4.27	Eisstand in Frankfurt/Oder am 16.1.2009 (Foto: Schuh)	93
Abb. 4.28	Eisenbahnbrücke bei Barby/Elbe, Strom-km 294,2 (Foto: Google Earth)	95
Abb. 4.29	Eisstau vor der Eisenbahnbrücke in Küstrin/Oder (Foto: Martin Rogge (ROGGE, 1994))	96
Abb. 4.30	Dichtes Treibeis auf der Elbe im Winter 1962/63 (Foto: Fügner) (SMUL, 1997)	96
Abb. 4.31	Eisschollengröße, Eisschollenkonzentration und lichte Weite einer Brücke (ALEXY, 1998)	98
Abb. 4.32	Eisschollengröße, Eisschollenkonzentration und lichte Weite einer Brücke (hier: Brücke in Grimma) (CARSTENSEN, 2010)	99
Abb. 4.33	Dichtes Treibeis mit großen Eisschollen auf der Warthe (Warta) bei Posen (Poznan) am 7.1.2009 (WARTA, 2009)	100

Abb. 4.34	Lichtraumprofil einer Brücke (PLAGEMANN, 1988)	100
Abb. 4.35	Augustusbrücke in Dresden am 17. August 2002 (Ausschnitt) unter: http://www.7sky.de 20100110	101
Abb. 4.36	Mögliche Eisaufschiebungen nach PLAGEMANN (1988)	102
Abb. 4.37	Sandbank in der Elbe bei Damnitz (Strom-km 509) (Foto: Zbigniew Jodlowski, Google Earth, Datum unbekannt)	103
Abb. 4.38	Wandernde Sandbank in der buhnengeregelten Elbe bei Strom-km 519 Nähe Hitzacker (HENTSCHEL, 2007)	103
Abb. 4.39	Sandbänke bei Reitwein in der Oder (Foto: WSA EBERSWALDE 2009)	104
Abb. 4.40	„Radegaster Nase“ an der Elbe, Strom-km 555 (KOLL et al., 2008)	105
Abb. 4.41	Hochwasserengstelle an der Oder bei Hohenwutzen, Strom-km 662 (EWE & LAUSCHKE, 2009)	106
Abb. 4.42	Vertikaler Blick auf Treibeis im Januar 2009 von der Magdeburger Strombrücke (Foto: Boehrer)	107
Abb. 4.43	Wasserspiegellagenanstieg durch Querverbuschung an der Elbe, Strom-km 559 (KOLL et al., 2008)	108
Abb. 4.44	Eisschur an einer Eiche bei Mödlich (nahe Lenzen/Elbe) im Winter 2002/03, Strom-km 490 (Foto: Jochen Purps)	111
Abb. 4.45	Eisschollen 1909 an der Elbe bei Sandau, (Foto: Jochen Purps)	112
Abb. 4.46	Strömungsgeschwindigkeit der Oder bei Strom-km. 545,5 bis 548,5 unterhalb von Ratzdorf mit Bewuchs der Vorländer (grün) (GRUBERT, 2007)	113
Abb. 4.47	Flusskrümmung bei Damnitz/Elbe, Strom-km 509 (Foto: Google Earth)	116
Abb. 4.48	Wasserstands-/Abflussbeziehungen in Bielinek und Gozdowice für Hochwasser aus Niederschlag und Schneeschmelze (melting and rainfall freshets) sowie Eisstau (jam freshets) (DYBKOWSKA-STEFEK & PLUTA, 2000)	119
Abb. 4.49	Rückstaugeschwindigkeit von Treibeis (BOEHRER, 2006)	124
Abb. 4.50	Eisstandsfortschreitung 1997 an der Elbe (BOEHRER, 2006)	126
Abb. 4.51	Abhängigkeit der Eisstandsentwicklung von der Lufttemperatur (Eisstandsentwicklung dreitägig übergreifend ermittelt, Lufttemperatur dreitägig gemittelt – Bezugstag plus 2 Tage vorher) (FREYDANK, 1986)	127
Abb. 4.52	Eisstand auf der Elbe am 10.1.1979, Höhe Tiessau-Tiesmesland, Strom-km 528,0 (PUFFAHRT, 2009)	129
Abb. 4.53	Wasserstandsganglinien am Pegel Hohensaaten (WSA EBERSWALDE, 2002)	135
Abb. 4.54	Wasserstandsganglinien an den Pegel Frankfurt/Oder und Eisenhüttenstadt (PEGELONLINE, 2011)	136
Abb. 4.55	Wasserstandsganglinien der Oderpegel Hohensaaten-Finow, Kienitz, Kietz, Ratzdorf, Eisenhüttenstadt und Frankfurt (Pressemitteilung des WSA EBERSWALDE vom 4.2.2004)	138

Abb. 4.56	Wasserstandsganglinien der Oderpegel Stützkow, Schwedt-Oderbrücke, Schwedt-Schleuse (Außenpegel) und Friedrichsthal (Pressemitteilung des WSA EBERSWALDE vom 4.2.2004)	139
Abb. 4.57	Wasserstandsganglinien des Pegels Barby durch Eisstand (MAAß, 1877)	140
Abb. 4.58	Wasserstandsganglinien am Pegel Neu-Darchau/Elbe als Folge einer Eisversetzung 1978/79, Strom-km 536,4 (THIEMANN, 2003)	141
Abb. 4.59	Wasserstand und Abfluss an der Oder im Winter 1996/97, Pegel Hohensaaten (eigene Skizze)	142
Abb. 4.60	Durchflusskoeffizient bei Eisversetzung in Abhängigkeit vom Wasserstand (LEOPOLD & RÜDIGER, 1965)	147
Abb. 4.61	Eisschollen schieben sich auf eine Eisdecke (SPIEGELBERG, 2001)	148
Abb. 4.62	Eisschollen schieben sich unter die Eisdecke (SPIEGELBERG, 2001)	148
Abb. 4.63	Hydraulische und geometrische Beziehungen unter einer Eisdecke (CARSTENSEN, 2008)	150
Abb. 4.64	Pegel Frankfurt/Oder im Winter 2009/10 (PEGELONLINE, 2011)	153
Abb. 4.65	Trends von Winterhochwassern an Oder und Elbe (MUDELSEE et al., 2003)	155
Abb. 4.66	Temperatur- und Niederschlagsentwicklung für das Nordostdeutsche Tiefland im Zeitraum bis 2100 nach SPEKAT et al. (2007)	156
Abb. 4.67	Arktische Oszillation – Aufzeichnung der positiven und negativen Phase www.cpc.ncep.noaa.gov 20101209	161
Abb. 5.1	Hitzacker an der Elbe am 10.4.2006 (NLWKN , 2011)	166
Abb. 5.2	Berechnung des Lastfalls 2 für Treibgut und Eisstoß der Hochwasserschutzmauer Hitzacker (REITER, 2007)	167
Abb. 5.3	Eisbildung an einem Pfahl im Januar 2010 (BULLENHAUSEN, 2010)	169
Abb. 5.4	Eisbrecher unterhalb der Schleuse Geesthacht am 11.1.2009 (Foto: Thiemann, NLWKN Lüneburg)	171
Abb. 5.5	Thermischer Eisdruck (MN/m^2) in Abhängigkeit von Ausgangstemperatur t_0 ($^{\circ}\text{C}$) und Temperaturanstieg ($^{\circ}\text{C/h}$) (HAGER, 2001)	175
Abb. 5.6	Frostgefährdete Bodenarten in Abhängigkeit von Korndurchmesser und Anteil am jeweiligen Boden (KOLYMBAS, 2007)	176
Abb. 5.7	Eisbrechereinsatz 1993 am Wehr Geesthacht (WSA LAUENBURG, 2009)	178
Abb. 5.8	Festmachevorrichtungen für Schiffe an der Schleusenanlage in Hohensaaten im Januar 1982 (Foto: Trömel)	179
Abb. 5.9	Gierseilfähre auf der Warthe (Datum unbekannt) (Foto:Martin (WARTA, 2011))	179
Abb. 5.10	Deichschäden durch Eisschollen infolge Eisgangs im Januar 2003, (Foto: Simon (IKSE, 2005))	181

Abb. 5.11	Hochwasserschutzdeiche an Fließgewässern und ihre Durchsickerung (HASELSTEINER, 2007)	183
Abb. 5.12	Verschiedene Deicharten an einem Fließgewässer (DVWK, 1986)	186
Abb. 5.13	Hochwasserschutzdeich nach DIN 19712 (1997) (HASELSTEINER, 2007)	188
Abb. 5.14	Hochwasserschutzdeich nach den Allgemein anerkannten Regeln der Technik (HASELSTEINER, 2007)	188
Abb. 5.15	Skizziertes Beispiel eines „historisch gewachsenen“ Deiches an der Oder (HASELSTEINER, 2007) (siehe auch Abb. 5.11 Oderdeich von 1717)	189
Abb. 5.16	Einwirkungen, Ursachen und Schäden bei Flussdeichbrüchen (BAYER, 2002)	190
Abb. 5.17	Versagensmechanismen bei Deichen (HEERTEN et al., 2008)	191
Abb. 5.18	Wasserstandsganglinien an der Oder im Winter 2008/09 (WSA EBERSWALDE)	193
Abb. 5.19	Überströmbarer Flussdeich (PELIKAN, 2005)	193
Abb. 5.20	Querschnitt eines überströmten Deiches mit Fließzuständen (STEUERNAGEL, 2008)	194
Abb. 5.21	Geschädigte Grasnarbe durch Eis und Überströmen, Oderdeich im Winter 2003 (Foto: Ebert (LUA, 2003))	195
Abb. 5.22	Überströmungssicherungen an einem Deich (HASELSTEINER et al., 2008)	196
Abb. 5.23	Wasserseitiger Ausbau eines Oderdeiches zum Erhalt des Baumbestandes (MLUV, 2007)	198
Abb. 5.24	Ausbau und Sicherung des Deiches durch eine Spundwand (MLUV, 2007)	199
Abb. 5.25	Geschädigte Grasnarbe durch Beschattung eines Baumes (KOKEMÜLLER, 2005)	200
Abb. 5.26	Querschnitt und Längsschnitt eines Fließgewässerabschnitts (BOLLRICH, 2000)	202
Abb. 5.27	Schubspannungsverteilung nach CHOW (EISENHAUER, 2009)	206
Abb. 5.28	Beschädigungen eines Deiches an der Elbe durch Eisschollen beim Eishochwasser 2003 an der Radegaster Nase (Foto: Thiemann (THIEMANN, 2003))	210
Abb. 5.29	Deich bei der Radegaster Nase/Elbe beim Eishochwasser 2003 (Foto: Thiemann (THIEMANN, 2003))	211
Abb. 5.30	Deichschaden durch auflaufendes Treibeis bei Stützkow/Oder am 02.02.2006 (WSA EBERSWALDE, 2007)	212
Abb. 5.31	Kräfteansatz und Interaktionsmechanismus zwischen Eis und Böschung (ASHTON, 1986), modifiziert nach CARSTENSEN (2008)	213
Abb. 5.32	Zur Hälfte eingestauter und beschädigter Deich im Artlenburger Deichverband an der unteren Mittelelbe beim Eishochwasser 2003 (Foto: Thiemann (THIEMANN, 2003))	215

Abb. 5.33	Elbdeich im Artlenburger Deichverband (ARTLENBURGER, 2011)	218
Abb. 5.34	Festigkeitsabnahme eines sandigen, tonigen Schluffs (Klei) bei Vernässung (BROMBACH et al., 2001)	220
Abb. 5.35	Einaxiale Druckfestigkeit in Abhängigkeit vom Wassergehalt des Bodens (JESSBERGER & JAGOW-KLAFF, 2001)	224
Abb. 5.36	Deich an der Elbe in der Gemarkung Holtorf bei Schnackenburg mit Betonsteinen als Deckwerk im Jahre 2009 (PUFFAHRT, 2009)	225
Abb. 6.1	Deichläufer an der Oder bei Reitwein im Winter 1981/82 (Foto: Trömel)	232
Abb. 6.2	„Kopfeisbrecher“ bei Lebus/Oder am 26.02.2006 (WSA EBERSWALDE, 2007)	239
Abb. 6.3	Eisaufbruch an der Oder durch Eisbrecher infolge hoher Fahrgeschwindigkeit (WSA EBERSWALDE, Presseinformation vom 14.1.2004)	240
Abb. 6.4	Eisaufbruch auf der Oder in 4 Etappen im Winter 2008/09 (KREFT & SZCZEPANIAK-KREFT, 2009)	241
Abb. 6.5	Wasserstandsganglinien bei Eisversetzung und Eisaufbruch (WSA EBERSWALDE, Presseinformation vom 20.2.2006)	242
Abb. 6.6	Eisaufbruch mit einer anschließenden „Flutwelle“ (WSA EBERSWALDE, Presseinformation vom 14.1.2004)	242
Abb. 6.7	Eisbrecher auf der Elbe (MESECK et al., 2004)	243
Abb. 6.8	Kanalbrücke Schiffshebewerk Niederfinow, Aufsagen einer 15 cm dicken Eisdecke am 12.1.2009 (WSA EBERSWALDE)	246
Abb. 6.9	Skizze zum Einsatz von Stahlbetongitterplatten (GÜNTHER, 2003)	247
Abb. 6.10	Eispanzerbildung unmittelbar nach dem Einbau der Stahlbetongitterplatten (Foto: Fritze (GÜNTHER, 2003))	248
Abb. 6.11	Stabilisierte Böschungsabbrüche nach dem Rückgang des Eises (Foto: Fritze (GÜNTHER, 2003))	248

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1	Änderungen der Gewässereigenschaften und deren Auswirkungen auf den Durchfluss (bei gleichem Wasserstand) und den Wasserstand (bei gleichem Durchfluss) (POHL, 2006)	9
Tab. 2.2	Schema zur Intensitätsklassifizierung historischer Hochwasser (STURM et al., 2001)	10
Tab. 2.3	Eishochwasser an der Oder :((KAHN et al., 1996), (WILKE, 2007), (SCHMIDT, 2000), (WEIKINN, 2002), (STADTCHRONIK FRANKFURT/ODER, ohne Jahrgang), (KUPSCH, ohne Jahrgang), (SPIEGELBERG, 2001), (DITTRICH, 1892))	13
Tab. 2.4	Eishochwasser an der Elbe : ((MUDELSEE, 2003), (SCHMIDT, 2000), (PUFFAHRT, 2008), (FÜGNER, 2002), (ROEßLER, 1911), (GÜNTHER, 2003), (www-lothar-specht-parey.de))	19
Tab. 2.5	Vergleich der Wasserstände 1845 mit 2002 (BIELITZ, 2006) und (CARSTENSEN, 2003) nach TU Dresden, IWD	26
Tab. 3.1	Hydrologisch-morphologische Charakterisierung der deutschen Binnenelbe (BAW, 2003)	36
Tab. 3.2	Mittleres Gefälle und Fließgeschwindigkeiten der einzelnen Elbabschnitte (WIRTZ, 2004) und IKSE (2005)	37
Tab. 4.1	Ursachen von Hochwasserereignissen (DEUTSCH & PÖRTGE (2000), modifiziert)	39
Tab. 4.2	Eisstände auf der Elbe und ihre Dauer (GOHLISCH et al., 2005)	42
Tab. 4.3	Eiserscheinungen am Pegel Hohensaaten von 1900/01 bis 1926/27 (Ausschnitte) (FREYDANK, 1986)	44
Tab. 4.4	Kenngrößen zur Charakterisierung der Eisverhältnisse der Oder (FREYDANK, 1986)	45
Tab. 4.5	Dauer der Eiserscheinungen auf der Oder (MEYER, 1993)	47
Tab. 4.6	Vereisungen der Oder von 1990/91 bis 2009/10 im Bereich Hohensaaten (WSA EBERSWALDE, unveröffentlicht)	48
Tab. 4.7	Eisstand auf der Oder: Reichweite, Länge, Dauer der Aufbruchaktion mit beteiligten Eisbrechern (KREFT & SZCZEPANIK-KREFT, 2009)	49
Tab. 4.8	Großwetterlagen nach ihrer Häufigkeit von 1881 – 1990 (GERSTENGARBE & WERNER, 1993)	55
Tab. 4.9	Relative Häufigkeit der einzelnen Großwetterlagen und Großwettertypen in % für den Zeitraum 1881 – 2004 (rundungsbedingte Differenzen sind möglich) (GERSTENGARBE & WERNER, 2005)	58
Tab. 4.10	Festigkeit des Eises nahe dem Gefrierpunkt (MN/m ²) nach KORZHAVIN (1971) (HAGER, 2001)	74

Tab. 4.11	Festigkeit abhängig von der Temperatur (PLAGEMANN, 1988)	74
Tab. 4.12	Tagesmitteltemperaturen (letzte Spalte) der Station Lindenberg (10393) des Deutschen Wetterdienstes unter DWD (2011) (Auszug) (TM sind die Tagesmittelwerte 2 m über dem Boden)	79
Tab. 4.13	Begriffsbestimmungen für Eis- und Schifffahrtsverhältnisse (WSA EBERSWALDE, 2011)	92
Tab. 4.14	Varianten des Vorlandbewuchses und Planungskonzepte an der Oder bei Strom-km 545,5 bis 548,5 (GRUBERT, 2007)	114
Tab. 4.15	Eiswinter an der Elbe seit Fertigstellung der Staustufe Geesthacht im Jahre 1960, (aktualisierte Tabelle) (WIESE, 2003)	118
Tab. 4.16	Ausbreitung der Eisstandsgrenzen (IKSE, 2005)	128
Tab. 4.17	Eisstandsverhältnisse auf der Elbe im 20. Jahrhundert (IKSE, 2005)	130
Tab. 4.18	Fortschreiten der Eisstandsgrenze und Anstiegsgeschwindigkeit und –höhe des Wasserstands während der Eisstauphase im Februar 1991 auf der Elbe von Hohnstorf bis Damnitz (NEEMANN, 1991)	131
Tab. 4.19	Fortschreiten der Eisstandsgrenze an der Oder im Winter 2002/03 (JUNGFER, 2003)	132
Tab. 4.20	Reichweite der Eisdecke auf der Oder von 1990/91 bis 2008/09 (KREFT & SZCZEPANIAK, 2009)	133
Tab. 4.21	Einfluss des Eisstaus auf den Wasseranstieg (IKSE, 2005)	137
Tab. 4.22	Pegelstände der Elbe beim Hochwasser 1986/87 (IKSE, 2005)	144
Tab. 4.23	Wasserstands-/Abflussbeziehungen am Pegel Neu-Darchau während der Eissituation im Winter 1990/91 (NEEMANN, 1991)	145
Tab. 4.24	Rückgang von Eistagen (RENKEN, 2008)	154
Tab. 4.25	Rückgang der Eis- und Frosttage für Berlin (SPEKAT et al., 2007)	155
Tab. 4.26	Belastung der Elbe u.a. durch Salze (ARGE-ELBE, 2006)	157
Tab. 4.27	Anzahl der Winter mit Eisstand und Dauer der Eisstände (GOHLISCH et al., 2005, nach SIMON)	158
Tab. 4.28	Eisverhältnisse in Wittenberge von 1990/91 bis 2009/10 (STOLL, 2010)	159
Tab. 5.1	Vertikale Eislasten FV auf Pfähle (HTG, 2010)	171
Tab. 5.2	Frosthebungsdrücke (JESSBERGER & JAGOW-KLAFF, 2001)	177
Tab. 5.3	Deichbuch mit Hinweis auf vergangene Hochwasserereignisse, hier der Fluss Kinzig (LUBW, 2007)	186
Tab. 5.4	Schleppspannung τ_{crit} , kritische Fließgeschwindigkeit v_{crit} und Manning-/Strickler-Beiwert k_{St} (BOLLRICH, 2000)	205
Tab. 5.5	Kritische Schubspannungen, bzw. Geschwindigkeiten für verschiedene Sicherungsmethoden von Böschungen (PATT et al., 2009)	207

Tab. 5.6	Schätzwerte für die mittlere kritische Geschwindigkeit $v_{m,crit}$ für kohäsive Sedimente (PATT et al., 2009)	209
Tab. 5.7	Festigkeitseigenschaften gefrorener Böden in Abhängigkeit von der Standzeit (Voraussetzung: $T = -10^{\circ}\text{C}$, Boden wassergesättigt). σ_D = einaxiale Druckfestigkeit; φ , c = Scherparameter (JESSBERGER & JAGOW-KLAFF, 2001)	223
Tab. 5.8	Grenzscherfestigkeit einiger Flussbaukörper (RÖSSERT, 1999)	226
Tab. 6.1	Eisbrecher im Winter 2008/09 auf der Oder (KREFT & SZCZEPANIAK-KREFT, 2009)	235

Symbolverzeichnis

Die folgenden Formelzeichen werden in der gesamten Dissertation einheitlich verwendet, wobei DIN 1080, Teil 7 (1979) und DIN 4044 (1980) die Grundlage bilden. Hier nicht aufgeführte Formelzeichen sind im Text erläutert.

Formel- Zeichen	Benennung, Bedeutung	bevorzugte Einheit
A	Fließquerschnitt /Fläche	m ²
Bfv	Breite der treibenden Eisfläche mit f = Eisbedeckung in Anteilen, z.B. 0,5	m
BHW	Bemessungshochwasserstand	m am Pegel
b	Breite	m
b _{Ws}	Breite Wasserspiegel	m
c	Wärmekapazität	J/K
cal	Kalorien	-
d	Durchmesser	m
E	Elastizitätsmodul	kN/m ²
F	Kraft	N
F _G	Eigenlast	N
F _{H,St}	horizontale Kraft, Eisstoß	N
F _I	Frostindex	°C
F _S	Stützkraft/Eislast	N
F _{therm}	thermische Kraft	-
g	Fallbeschleunigung, g = 9,81 m/s ²	m/s ²
HHQ	Höchster Hochwasserabfluss	m ³ /s
HHW	Höchster Hochwasserstand	m am Pegel
HQ	Hochwasserabfluss	m ³ /s
HW	Hochwasserstand	m am Pegel
h	Fließtiefe	cm

h_E	Dicke des Eises	cm
h_V	Reibungsverlusthöhe	m
I	Gefälle	‰
k_P	Kilopond	
k_{St}	Manning-Strickler-Beiwert	$m^{1/3}/s$
$k_{St,i}$	Manning-Strickler-Beiwert für die Eisunterseite	$m^{1/3}/s$
$k_{St,k}$	kombinierter Manning-Strickler-Beiwert für den gesamten Querschnitt	$m^{1/3}/s$
$k_{St,s}$	Manning-Strickler-Beiwert für die Gerinnesohle	$m^{1/3}/s$
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert	m/s
L_{Bw}	Länge Bauwerk	m
L_S	Länge Eisscholle	m
L	Länge	m
l_U	benetzter Umfang	m
l_W	lichte Weite	m
MHQ	Mittlerer Hochwasserabfluss	m^3/s
MNW	Mittlerer Niedrigwasserstand	m am Pegel
MW	Mittelwasserstand	cm
MQ	Mittelwert der Abflüsse in einer Zeitspanne	m^3/s
NNQ	Niedrigster Niedrigwasserabfluss	m^3/s
NQ	Niedrigster Abfluss	m^3/s
NW	Niedrigster Wasserstand	m am Pegel
Q	Abfluss/Durchfluss	m^3/s
P	Eisdruck	MN/m ²
p_H	horizontale Eislast auf Böschung	kN/m
r_{hy}	hydraulischer Radius = A/l_U	m
T	Temperatur, Tagesgradsumme	°C
v_E	Fortpflanzungsgeschwindigkeit Eisdecke	m/s
v	Fließgeschwindigkeit	m/s
W_L	Fließgrenze (liquid limit)	‰
W_P	Ausrollgrenze (plastic limit)	‰

w_L	lichte Weite im Brückenbereich	m
ρ	Dichte der Flüssigkeit	kg/m ³
λ	Widerstandsbeiwert	-
τ	Schubspannung	kN/m ²
τ_{crit}	kritische Schubspannung	kN/m ²
τ_{max}	maximale Schubspannung	kN/m ²
τ_0	Wandschubspannung	kN/m ²
μ	Reibungskoeffizient	-
η	dynamische Viskosität	kg/(m · s)

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Erläuterung
BAW	Bundesanstalt für Wasserbau
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde
BREG	Bezirksregierung
DIN	Deutsche Industrienorm
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.
DWA	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V.
FGSV	Forschungsgesellschaft für Straßen- und Verkehrswesen
NLWKN	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
PNP	Pegelnullpunkt
VEB	Volkseigener Betrieb
WHG	Wasserhaushaltsgesetz
WSA	Wasser- und Schifffahrtsamt
ZTV	zusätzliche Vertragsbedingungen
d.h.	das heißt
i.d.R.	in der Regel
usw.	und so weiter
z.B.	zum Beispiel

1 Einleitung

1.1 Problembeschreibung

Die Strom- und Flusslandschaften waren seit alters her bevorzugte Siedlungsräume. Ackerbau und Viehzucht konnte sich auf den fruchtbaren Aueböden prächtig entwickeln, und die Flüsse sorgten für beste Transportmöglichkeiten der angebauten und produzierten Güter. Das Leben am Strom barg aber auch Risiken wie Überschwemmungen (KARDOS, 2002).

In der Vergangenheit gab es immer wieder Hochwasser mit verheerenden Folgen. Nach Ablauf dieser Hochwasser wurden die Hochwasserschutzmaßnahmen immer wieder verstärkt durch höhere und sicherere Deiche. Mit allen zwischenzeitlich vorgenommenen Sicherheitsvorkehrungen ist ein absoluter Hochwasserschutz auch künftig nicht erreichbar, da extreme Witterungsverhältnisse durchaus zu erneuten Deichüberströmungen und Deichbrüchen führen können (PUFFAHRT, 1988).

Die gefährlichsten dieser Hochwasser sind dabei die Eishochwasser. Die zu Eisversetzungen und Eisbarrieren zusammengeschobenen Eisschollen können dabei Teile des Flusses oder den Fluss in seiner gesamten Breite versperren. Dadurch stauen sich das weiter stromabwärts fließende Wasser und die Eisschollen an dieser Barriere. Es entsteht dabei ein extremer Wasserspiegelanstieg in einer solchen Schnelligkeit, dass Deiche ohne Vorwarnungen überspült oder zerstört werden können. Es können sich ebenfalls aus diesem Eisstau große Felder von Eisschollen lösen und stromabwärts treiben und dabei sowohl Deiche, Buhnen als auch Brücken gefährden (ASHTON, 1986). Dabei handelt es sich dann um einen Eisgang, wie z.B. Abb. 1.1 zeigt:



Abb. 1.1 Eishochwasser bei Regensburg am 12. Februar 1893 (LfU, 2008)

Das Problem bei Eishochwasser ist, dass weder Zeitpunkt noch Örtlichkeit, an denen es durch Eisversetzungen zu Überschwemmungen und Gefährdungen kommen kann, exakt zu bestimmen sind. Dieses Problem lässt sich mit dem Spruch beschreiben:

*Die unerwarteten Hochwasser können
die unerwartet größten Schäden anrichten!
Nur wer mit der Hochwassergefahr rechnet,
kann Vorsorge treffen!
Wer sich nicht wehrt, hat schon verloren!*
(KARDOS, 2002)

Dass diese Eishochwasser nicht nur in der Vergangenheit vorkamen, zeigt Abb. 1.2 von einem Eishochwasser an der Mosel bei Traben-Trarbach aus dem Jahre 1997.



Abb. 1.2 Eishochwasser an der Mosel bei Traben-Trarbach im Jahre 1997 (SCHMIDT, 1997)

1.2 Zielsetzung, Aufbau und Vorgehensweise

Eine der ersten ingenieurwissenschaftlichen Studien, die sich mit Eisbedingungen an Flüssen beschäftigten, wurden von ARENSTEIN (1850) in den Wintern 1847/48 und 1848/49 auf der ungarischen Donau durchgeführt, nachdem im Jahre 1838 große Teile von Buda und Pest durch ein Eishochwasser überflutet und teilweise zerstört wurden. Danach wurden im 20. Jahrhundert in der UdSSR, in Kanada und in Norwegen Studien über Eisbedingungen auf den dortigen Flüssen durchgeführt. Im Jahre 1959 fand erstmals ein internationaler Kongress über die hydrologischen Aspekte des Eises statt, veranstaltet durch die International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR), die seit dieser Zeit regelmäßig in verschiedenen Städten weltweit Kongresse abhält, welche sich alle mit den Eisbedingungen beschäftigen (ASHTON, 1986).

Aus Deutschland nahmen und nehmen Wissenschaftler an solchen Kongressen teil. Ansonsten beschäftigen sich Wissenschaftler in Deutschland nur sporadisch mit Eiserscheinungen und deren Folgen. Die letzte größere Abhandlung wurde von CARSTENSEN (2008) veröffentlicht, bei der es über Eis im Wasserbau – Theorie, Erscheinungen, Bemessungsgrößen – ging. Davor wurde u.a. ein Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau aus dem Jahre 1998 publiziert, in dem Vorträge in einem Gemeinsamen Kolloquium von BAW und BfG über „Eisbildung und Eisaufbruch auf Bundeswasserstraßen“ enthalten sind.

Zielsetzung dieser Dissertation ist es, die Eisbildung, die Entstehung von Eishochwassern mit ihren Folgen und zuletzt die Vorbeugung und Bekämpfung eingehend darzustellen. Dabei werden neben bereits bekannten Aspekten weitere wissenschaftliche Erkenntnisse über

die Vorhersage von Eishochwassern anhand von meteorologischen Aspekten herausgearbeitet, wobei speziell auf die Großwetterlagen und die Nordatlantische Oszillation eingegangen wird. Anhand deren Häufigkeit vor einem Eisstand soll dieser genauer vorhersagbar werden.

Es werden weiterhin im historischen Teil der Dissertation morphologische Gegebenheiten der jeweiligen Flussgebiete aus der Vergangenheit vorgestellt, an denen sich Eishochwasser entwickeln können. Zusätzlich wird kurz auf den derzeitigen Stand der historischen Hochwasserforschung in Bezug auf Eishochwasser eingegangen mit den damals zur Verfügung stehenden Vorbeugungs- und Bekämpfungsmitteln. Es wird ebenfalls auf die einzelnen Bemessungsansätze (Hochwasserstände und Abflüsse) bezüglich des Eishochwassers von 1845 in Dresden eingegangen.

Danach wird herausgearbeitet, wie Deiche und andere Bauwerke an den Flüssen durch Eishochwasser gefährdet sind. Dabei werden die Gefährdungsarten wie Überströmen von Deichen, Beschädigungen der Außenböschungen durch tangierende Eismassen, gefrorene und wieder aufgetaute Deiche und deren Stabilität näher erläutert.

Es wird eine Stabilitätszahl vorgestellt, aus der ersichtlich ist, dass es in Hohensaaten an der Oder einen Grenzdurchfluss gibt, bei dem nicht mehr mit einem Eishochwasser gerechnet werden muss.

Vorbeugende Maßnahmen und die Bekämpfung der Eishochwasser u.a. durch Eisbrecher werden abschließend vorgestellt.

Der Aspekt, ob es in Zukunft noch Eishochwasser geben wird, wird anhand von Statistiken und meteorologischen Gegebenheiten (Arktische Oszillation) kurz angesprochen. Im Ausblick werden mögliche Forschungsansätze angesprochen.

2 Eishochwasser in der Vergangenheit

2.1 Historische Eishochwasser und Hochwasserforschung

Es gibt viele Wissenschaftler und Autoren, die sich mit der historischen Hochwasserforschung in Deutschland und Europa beschäftigt haben bzw. beschäftigen. Die historische Hochwasserforschung ist deshalb so wichtig, weil wir aufgrund des Entstehens, des Verlaufs und der Folgen und Folgemaßnahmen von Hochwassern vieles lernen können, damit wir bei zukünftigen Hochwassern besser vorbereitet sind, bzw. uns besser vorbereiten können.

Es fanden nähere Untersuchungen von extremen Abflussereignissen, z.B. im 19. Jahrhundert, statt.

Dabei konnten durch die gleichzeitige Auswertung von historischen Hochwassern und meteorologischen Daten und durch Einbeziehung weiterer Informationen wie z.B. zum Ausbau und Zustand der Gerinne, zum Bewuchs der Ufer und Vorländer wertvolle Angaben aus der Zeit vor dem Beginn moderner und bis heute fortgeführter Messreihen (Wasserstand W und Durchfluss Q) gewonnen werden (DWA-THEMEN, 2008).

Die Arbeiten von GEES (1997), PFISTER (1999), BRAZDIL (1998), GLASER (1998) und (2008), DEUTSCH (2000), STURM et al. (2001) beschäftigen sich nicht speziell mit Hochwassern, die durch Eisstau oder Eisversetzungen verursacht wurden, sondern allgemein mit Hochwassern, ihrer Entstehung und ihrer Folgen. In ihren Abhandlungen kommen allerdings auch bedeutende Eishochwasser vor. Sie beziehen sich zwar nicht alle auf die Elbe oder die Oder, aber in Ihnen sind wichtige Aspekte bei der Betrachtung historischer Hochwasser enthalten.

Als historische Hochwasser werden dabei allgemein alle quellenmäßig belegbaren Ereignisse verstanden, die vor dem Jahr 1900 abgelaufen sind. Dabei ist es unerheblich, ob bereits zum Zeitpunkt des jeweiligen Hochwassers an einem Fließgewässer Pegel- und/oder Abflussmessungen durchgeführt wurden oder nicht. Hintergrund für diese Festlegung ist vor allem die Tatsache, dass an vielen Flussgebieten Deutschlands etwa um 1900 mit regelmäßigen, standardisierten Pegel- und Abflussbeobachtungen begonnen wurde (DEUTSCH, 2003).

Die Europäische Union (EU) hat in die neue EG-HOCHWASSERRISIKOMANAGEMENTRICHTLINIE (2007) die Auswertung historischer Hochwasser aufgenommen. In Kapitel II, Artikel 4, Abs. (2) der Richtlinie steht: *„Die vorläufige Bewertung des Hochwasserrisikos wird auf der Grundlage verfügbarer oder leicht abzuleitender Informationen.....durchgeführt. Sie umfasst zumindest Folgendes:*

- a)
- b) eine Beschreibung vergangener Hochwasser, die signifikante nachteilige *Auswirkungen auf die menschliche Gesundheit, die Umwelt, das Kulturerbe und wirtschaftliche Tätigkeiten hatten und bei denen die Wahrscheinlichkeit der*

Wiederkehr in ähnlicher Form weiterhin gegeben ist, einschließlich ihrer Ausdehnung und der Abflusswege sowie einer Bewertung ihrer nachteiligen Auswirkungen;

- c) eine Beschreibung der signifikanten Hochwasser der Vergangenheit, sofern *signifikante nachteilige Folgen zukünftiger ähnlicher Ereignisse erwartet werden könnten*.“

Unabhängig von den gesetzlichen Regelungen haben verschiedene Autoren bereits über vergangene Hochwasser berichtet, sowohl zu Dokumentationszwecken, aber auch im Hinblick auf zukünftige Hochwasser. Auf einige soll im Folgenden kurz eingegangen werden:

FÜGNER (2002) berichtete in seinem Buch über große Hochwasser in Sachsen an der Elbe. Seinem Buch kann man u.a. entnehmen, dass seit Sommer 1501 in Stein gehauene Zeichen auf erreichte Wasserstände hinweisen, die sogenannten Hochwassermarken. Die Flut im Sommer 1501 (16.8.) erreichte umgerechnet auf den jetzigen Pegel in Dresden einen maximalen Wasserstand von 857 cm (Flut 2002 = 940 cm). Damals existierte aber noch keine Pegelmessung. Erst seit dem 1. Januar 1776 gibt es regelmäßige Beobachtungen am Elbpegel in Dresden durch Christian Gottlieb Pötzsch (1732-1805). Dazu wurde an der Augustusbrücke eine eiserne Pegellatte angebracht. FÜGNER (2002) schrieb weiter, dass zwischen 1775 und 1900 auf der Elbe an 37 Wintern eine geschlossene Eisdecke herrschte, davon in 27 Jahren mit einer Dauer von 4 bis 14 Wochen. Das letzte Mal bedeckte im Winter 1962/63 die Elbe bei Dresden an 35 Tagen eine bis zu 80 cm dicke Eisdecke.

Eine weitere ausführliche Abhandlung historischer Hochwasser stammt von SCHMIDT (2000). Er befasste sich umfassend mit Hochwasser an Elbe und Oder, aber auch aus anderen Stromgebieten Deutschlands und wertete dabei alte Quellen, Archivdokumente etc. aus. Er führte Chronologien von Hochwassern einzelner Flussgebiete auf. Darüber hinaus fügte er viele Hinweise auf den Hochwasserschutz ein. Er verwendete neben GLASER (2008) u.a. Quellenauswertungen von Curt Weikinn, der für die Klimaforschung ein Standardwerk in 4 Bänden schuf: „Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis 1850“. Es informiert sowohl über extreme Witterungsereignisse wie auch über Überschwemmungen. Insgesamt gibt es aber darin nur wenige Aufzeichnungen über Eishochwasser an der Oder.

Zahlreiche Abhandlungen über den gesamten Themenkomplex „historische Hochwasser“ einschließlich Hochwasserbewusstsein, Hochwassermarken, Hochwasserschutz, historische Unterlagen wurden von Deutsch veröffentlicht unter DEUTSCH (2000), DEUTSCH & PÖRTGE (2000), DEUTSCH (2003), DEUTSCH et al. (2006), DEUTSCH & PÖRTGE (2008), DEUTSCH (2009).

Historische Hochwasserereignisse und der Hochwasserschutz lassen sich ohne meteorologische oder klimahistorische Hintergründe und Beziehungen nicht eindeutig nachvollziehen. Hervorragende Arbeit dazu leisteten u.a. PFISTER (1999) und GLASER (2008). Beide konnten wertvolle Hinweise für die Katastrophenforschung geben, in dem sie historische Katastrophenforschung betrieben, darunter auch über Hochwasser und dabei sehr detailliert klimatische Aspekte herausarbeiteten. In Kapitel 4.2 wird darauf noch näher eingegangen.

In diesem Kapitel über historische Hochwasser soll aber nicht nur auf „normale“ Hochwasser, die durch hohe Abflüsse entstanden sind, eingegangen werden. Ziel ist es vielmehr, die in der Vergangenheit abgelaufenen Eishochwasser zu analysieren und daraus wertvolle Erkenntnisse für die Zukunft zu gewinnen, denn Eishochwasser zählen zu den gefährlichsten Hochwassern, weil sie fast unberechenbar sind und sehr hohe Wasserstände erreichen können wie Abb. 2.1 anhand der Hochwassermarken an einer Heidelberger Neckarbrücke zeigt.



Abb. 2.1 Hochwassermarken an der Heidelberger Brücke (STRAUB, 2006)

Welche Quellen zur Rekonstruktion oder Erläuterung historischer Hochwasser nutzbar sind, zeigte DEUTSCH (2003) eindrucksvoll in einer Graphik (siehe Abb. 2.2).

gedruckte Quellen	handschriftliche Quellen	gegenständliche Quellen	Karten	Stiche, historische Fotos
<ul style="list-style-type: none"> - Chroniken - Landes- beschreibungen - Flugschriften - Reiseberichte - Zeitungen etc. 	<ul style="list-style-type: none"> - Chroniken - Tagebücher - Schreibkalender - Visitationsberichte - Steuersachen - Schadensberichte - Verwaltungsschreiben - Pegelbücher (ab 19. Jhr.) - wasserwirtschaftliche Unterlagen etc. 	<ul style="list-style-type: none"> - Hochwasser- marken - Inschriften etc. 	<ul style="list-style-type: none"> - Karten von Über- schwemmungs- bereichen - Deichkarten - Flusskarten - Bauzeichnungen etc. 	<ul style="list-style-type: none"> - Stadtansichten - Flussansichten - Flugschriften etc.

Abb. 2.2 Quellen für die Rekonstruktion historischer Hochwasser (DEUTSCH, 2003)

DEUTSCH (2003) unterteilt dabei u.a. in gedruckte, handschriftliche und gegenständliche Quellen. Dazu zählen Hochwasserbeschreibungen in Kirchen-, Stadt- und Familienchroniken, aber auch Projektunterlagen leitender Bauingenieure über Hochwasserschutzmaßnahmen. Visitationsberichte sind Berichte über Hochwasserschäden an übergeordnete Regierungsstellen, die unmittelbar nach Ablauf eines Hochwassers verfasst wurden. Aber auch Bittbriefe von Hochwasseropfern, die finanzielle und materielle Hilfe wollten, sind als Quellen interessant.

Zugänglich sind diese Quellen in der Regel in den unterschiedlichsten Archiven wie Stadt-, Landes- oder Kirchenarchiven. Auch die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung besitzt Archive, in denen u.a. Pegelbücher vorhanden sind.

Auch Hochwassermarken sind Zeugnisse von abgelaufenen Hochwassern (DEUTSCH et al., 2006). Hier sollte allerdings geprüft werden, ob der Anbringungsort der Hochwassermarken noch der ursprüngliche ist und diese nicht durch Gebäude- oder Brückensanierungen versetzt wurden. Des Weiteren sollte bei Höhenvergleichen mehrerer historischer Hochwassermarken immer berücksichtigt werden, dass sich der Zustand des in unmittelbarer Nähe verlaufenden Flusses während der letzten Jahrhunderte bedeutend verändert haben kann, z.B. durch Flussregulierungen oder auch nur durch Erosion des Flussbettes (DEUTSCH, 2003). In diesem Fall sollten die eventuell in der Nähe befindlichen Nachbarpegel mit ihrer Lage über Normalnull (NN) über die einzelnen Jahrzehnte oder über einen längeren Zeitraum verglichen werden.

Als Beispiel dazu sollen an der Oder die Pegel Eisenhüttenstadt (früher: Fürstenberg) und Frankfurt dienen. Heute ist die Lage des Pegels Eisenhüttenstadt über NN bei 25,17 m und in Frankfurt bei 17,52 m nach DGJ (1997). Der Pegelnullpunkt wurde z.B. in Frankfurt 1937 um 2 m tiefer gelegt. Diese Verlagerungen der Pegelnullpunkte müssen auch beim Vergleich von historischen Hochwassern mit heutigen Hochwassern berücksichtigt werden.

POHL (2006) listete auf, welche Gewässereigenschaften sich auf den Durchfluss und den Wasserstand auswirken (siehe Tab. 2.1). Diese veränderten Gewässereigenschaften müssen ebenfalls beim Vergleich historischer mit heutigen Hochwassern berücksichtigt werden.

Tab. 2.1 Änderungen der Gewässereigenschaften und deren Auswirkungen auf den Durchfluss (bei gleichem Wasserstand) und den Wasserstand (bei gleichem Durchfluss) (POHL, 2006)

	Durchfluss (m ³ /s)	Wasserstand (m ü. NN)
Begradigung, Laufverkürzung, Gefällezunahme	Q↑	W↓
Natürlicher Geschiebetrieb → Erosion im Oberlauf	Q↑	W↓
Natürlicher Geschiebetrieb → Sedimentation im Unterlauf	Q↓	W↑
Buhnen, Leitwerke, Verringerung der Breite → Erosion, Eintiefung	Q?	W?
Ausbau, Verminderung der Rauheit	Q↑	W↓
Spannweiten der Brücken größer	Q↑	W↓
Mehr Brücken, Vorlandverbauung	Q↑	W↑

Allein diese Aufstellung zeigt aber bereits, dass es nicht möglich ist, nur anhand des Wasserstandes historische Hochwasser in eine bestimmte Reihenfolge zu setzen, ohne die jeweils vorherrschenden Gewässereigenschaften zu kennen. Noch schwieriger ist das bei Eishochwassern. Hier kann bei einer Eisversetzung eine gänzlich veränderte Wasserstand-/Abflussbeziehung entstehen. Darauf wird noch im Verlauf dieser Dissertation eingegangen.

Historische Unterlagen können sich auch bei den einzelnen Deichverbänden befinden, weil diese nach den jeweiligen Landesgesetzen originär für die Unterhaltung der Deiche zuständig waren. Dort könnten anhand der historischen Deichzustände und Deichbeschaffenheiten wertvolle Hinweise auf abgelaufene Hochwasser gefunden werden.

Die Vielzahl von Quellen und Daten erlaubt eine zumeist nur annähernd genaue Einschätzung von abgelaufenen Hochwassern und ihren Folgen, sofern diese Daten kritisch miteinander verglichen und bewertet werden. Es lassen sich dann Aussagen treffen wie:

- Datum des Hochwassers,
- Ursachen des Hochwassers (Schneesmelze, Regen und Eisversetzungen),
- Zustand des Flusses vor dem Hochwasser (abgerutschte Prallhänge oder umgekippte Bäume),
- Größe des Überschwemmungsgebietes,

- Ausmaß der Schäden und Verluste,
- Folgewirkungen aufgrund beschädigter Brücken oder vernichteter Ernten und
- Hilfsmaßnahmen des Staates (DEUTSCH, 2003).

Diese Aussagen lassen sich bezüglich der Schwere eines abgelaufenen Hochwassers, also auch eines Eishochwassers, in der historischen Hochwasserforschung in einen Index von 1 bis 3 integrieren. Tab.2.2 zeigt die einzelnen Schweregrade eines Hochwassers. Es wurde 1996 von Glaser entwickelt und von Deutsch und Pörtge weiter entwickelt (GLASER, 1996; DEUTSCH & PÖRTGE, 2002).

Tab. 2.2 Schema zur Intensitätsklassifizierung historischer Hochwasser (STURM et al., 2001)

Klasse	Klassifikation	Primäre Indikatoren	Sekundäre Indikatoren
1	Kleines, regionales Hochwasser	Geringer Schaden z.B. an ufernahen Feldern und Gärten, Wegführen von ufernah gelagerten Holzvorräten etc.	Kurze Überflutung
2	Überdurchschnittliches oder überregionales Hochwasser	Schäden an wasserbezogenen Bauten und Einrichtungen wie Dämmen, Wehren, Stegen und Brücken und ufernah gelegenen Gebäuden wie Mühlen etc., Wasser in Gebäuden	Überflutung mittlerer Dauer, schwerere Schäden an ufernahen Feldern und Gärten, Verlust von Vieh, u.U. Menschenverluste
3	Überdurchschnittliches überregionales Hochwasser katastrophalen Ausmaßes	schwere Schäden an wasserbezogenen Bauten und Einrichtungen wie Dämmen, Wehren, Stegen und Brücken sowie ufernah gelegenen Gebäuden wie Mühlen etc., z.T. völlige Zerstörung und Hinwegführen von Gebäuden	Längere, mehrere Tage oder Wochen andauernde Überflutung. Schwerere Schäden an ufernahen Feldern und Gärten, große Verlust von Vieh, Menschenverluste. Morphodynamische Prozesse wie Aufsandungen verursachen nachhaltige Schäden und Veränderungen der Oberflächenstruktur

Zu der historischen Hochwasserforschung zählt nach DEUTSCH (2003) auch die Untersuchung historischer Hochwasserschutzmaßnahmen. Auch hier ist wichtigste Grundlage der Analysen eine möglichst umfangreiche und quellenkritisch gesicherte Daten-, bzw. Informationsbasis. Dann lassen sich in der Regel folgende Aussagen über historische Hochwasserschutzmaßnahmen treffen:

- Angaben über Gesetze, Anweisungen, Ordnungen zum Hochwasserschutz,
- Angaben zum Bau von Deichen und sonstigen Schutzanlagen,
- Angaben zu tief greifenden Baumaßnahmen am und im Fluss,
- Angaben über die Einrichtung erster Hochwasserwarn- und -meldesysteme sowie

- Angaben über die Wirkung einzelner Hochwasserschutzmaßnahmen.

Anhand dieser Quellen und Daten lassen sich auch die Ereignisse herausfiltern, die durch eisbedingte Einflüsse verursacht wurden und Gegenstand dieser Arbeit sind. Auf die historischen Hochwasserschutzmaßnahmen wird aber nicht detailliert eingegangen werden. Es werden nur von Fall zu Fall einzelne historische Beispiele angeführt.

Auf die Schwere der Eishochwasser mit den daraus resultierenden Schäden wird in dieser Arbeit ebenfalls nicht eingegangen, da vergleichbare Hochwasser in der heutigen Zeit wegen der sehr viel dichteren Bebauung der Talauen und einer weitaus höheren Wertekonzentration größere Schäden und Verluste eintreten, als dies in der Vergangenheit der Fall war. Es ist nach DEUTSCH (2009) auch schwierig vorzuschlagen, welche technischen Maßnahmen aufgrund von abgelaufenen Eishochwassern durchgeführt werden sollen. *„Alle technische Maßnahmen, wie auch die Stärkung des natürlichen Rückhalts in der Fläche, haben ihre Grenzen. Nicht jeder Siedlungsbereich kann mit technischen Mitteln vor einer Überschwemmung geschützt werden, auch weil dies nicht finanzierbar wäre. Es bleibt der bewusste Umgang mit dem Naturereignis Hochwasser und die Forderung nach einer besseren, angepassten Nutzung der Talauen“* (DEUTSCH, 2009).

Bei Eishochwassern kommt vielfach noch hinzu, dass nie genau gesagt werden kann, wo es infolge eines Eishochwassers zu einer Überflutung oder einem Deichbruch kommen kann. Die bekannten Schwachstellen, an denen sich in der Vergangenheit Eishochwasser ereigneten, sind vielfach nicht mehr vorhanden durch Flussvertiefungen, Einbauten in Flüssen wie Leitwerke, neue Brückenbauten mit größeren Öffnungen, wandernde Sandbänke etc. Daher wäre es nicht sinnvoll, Schadensszenarien für einen bestimmten Bereich aufzustellen. Eine flächendeckende Schadensaufstellung für mögliche Eishochwasser wäre ebenfalls nicht sinnvoll, weil bei Eishochwassern zu große Unwägbarkeiten bestehen, wo Deiche überspült werden oder wo sie brechen könnten und welche Brücken oder Bauten möglicherweise beschädigt würden. Das hängt davon ab, dass Eishochwasser in der Regel nicht als Hochwasserwelle zu Tal fließen, sondern dass ein Eisstand an den Flüssen Oder und Elbe stromauf wächst und die Orte von Eisversetzungen nie genau lokalisiert werden können. Dazu folgen aber in dieser Arbeit weitere Ausführungen. Es folgen ebenfalls noch weitere Ausführungen zu historischen Beispielen von Eishochwassern und historischem Hochwasserschutz in den jeweiligen Kapiteln.

2.2 Definition von Hochwasser und Eishochwasser

Die Entstehung von Eishochwassern wird anhand der Eisbildungsprozesse im Allgemeinen und im fließenden Gewässer erklärt. Dazu zählen neben der Physik des Eises, die Bildung von Grund- und Randeis, die Bildung von Eisschollen, das Entstehen einer Eisdecke, die Eisstau- und Eisversatzbildung und letztendlich dadurch bedingt das Eishochwasser (ASHTON, 1986).

Doch zunächst gilt es, Definitionen für Hochwasser und Eishochwasser zu finden.

Es gibt viele Definitionen von Hochwasser. So schreibt ROTHER (2001), das Hochwasser ein durch die Speichereigenschaft des Einzugsgebietes transformierter Niederschlag ist.

(MANIAK, 2005) dagegen bezeichnet Hochwasser als das „kurzzeitige Ansteigen des Wasserstandes bzw. des Abflusses über den Mittelwasserbereich“.

DIN 4049-1 (1994) definiert Hochwasser als „Zustand in einem oberirdischen Gewässer bei dem der Wasserstand oder der Durchfluss einen bestimmten Wert (Schwellenwert) erreicht oder überschritten hat“.

DEUTSCH & PÖRTGE (2003) verstehen unter Hochwasser den Hoch- oder Höchststand der Wasserführung eines Gewässers (HW oder HHW), der meist mit einer Überschwemmung (Ausuferung) verbunden ist und durch den erhebliche Schäden entstehen können. Im BERTELSMANN UNIVERSALLEXIKON (2005) ist Hochwasser das durch Regenfälle, Schneeschmelze oder Eisversetzung hervorgerufene Anschwellen von fließenden Binnengewässern. Hier wurde erstmals auch die Eisversetzung erwähnt.

Eishochwasser ist nach NLWKN (2002) ein Hochwasser, bei dem sich Eisschollen versetzen und verkanten und dadurch eine Barriere im Fluss aufbauen, indem sie den Hochwasserabfluss behindern, mit der Folge, dass durch den Auf- und Rückstau des Hochwassers Deiche überflutet und durch das Eis aufgeschlitzt werden können.

Gemäß DIN 4049-3 (1994) ist ein Eishochwasser ein Hochwasser, das durch das Zusammentreffen von hohen Durchflüssen und Durchflussbehinderungen durch Eis (z.B. Eisversetzung) entstanden ist.

Aus der Vielzahl von Erklärungen ist auch ersichtlich, dass es keine einheitliche Definition für Hochwasser oder Eishochwasser gibt.

2.3 Chronologie der Eishochwasser an der Oder

Tab. 2.3 gibt einen Überblick zu Eishochwassern an der Oder. Einige dieser Ereignisse werden genauer beschrieben.

Tab. 2.3 Eishochwasser an der Oder :((KAHN et al., 1996), (WILKE, 2007), (SCHMIDT, 2000), (WEIKINN, 2002), (STADTCHRONIK FRANKFURT/ODER, ohne Jahrgang), (KUPSCH, ohne Jahrgang), (SPIEGELBERG, 2001), (DITTRICH, 1892))

Jahr	Tag/Monat	Ort(e)	Anmerkung (Ü=Überschwemmung), (H=Hochwasser)
1709	Februar/ März	Breslau	gesamte Oder Eisfahrt, Wasser steht hoch in der Stadt, große Schäden, 6.2 riss Eis Brücke in Frankfurt weg
1736	23.3.	Frankfurt	Eisgang reißt 5 Joche der Brücke ab, Ü
1740	März	Steinau	Eisdecke bricht auf, Flutwelle, große Schäden
1749	Januar	Oderbruch	auch Guben, Grundeis verlegt die Oder, das Dorf Alt-Wriezen wird überschwemmt
1750	Ende Dezember	Oderbruch	Ü infolge Eisverstopfung, Deiche an 11 Stellen von Güstebiese bis Krummer Ort zerstört, Alt-Wriezen schwer heimgesucht
1754		Oderbruch	Eisbarriere bei Alt-Wriezen führte zu Deichbrüchen, ganzes Nieder-Oderbruch überflutet
1768	März	Oderbruch	Kanal bei Güstebiese und Alte Oder bei Freienwalde Eisverstopfungen, Dammbrüche
1769	Dezember	Oderbruch	außerordentliches großes Wasser, Eisversetzungen, durch Eisschollen stürzte neuer Damm ein
1770	Januar	Oderbruch	Eisstopfungen im Neuen Kanal und in alter Oder, an die 34 Deichbrüche, Wasser 3-4 m hoch im ganzen Oderbruch
1771	März	Frankfurt/Oder	23.3. Oderbrücke durch Eisgang zerstört
1780	Januar/ März	Oderbruch	Gewaltige Eisverstopfung vom Grundbett bis über die Dämme, Stauwasser stieg bis 1 ½ Fuß über Dämme; Kirche und Häuser in Alt-Wriezen bis an Fenster unter Wasser, Deichbruch bei Lebus

Jahr	Tag/Monat	Ort(e)	Anmerkung (Ü=Überschwemmung), (H=Hochwasser)
1783	Januar	Oderbruch	Starke Ü durch Eisverstopfungen, Deichbrüche, neun Dörfer im Mittelbruch unter H
1783	Januar	Brieg	große Eisversetzungen, Dammbrüche, auch sonst fast ganz Schlesien betroffen
1785	März/ April	Oderbruch	auch Schlesien und Breslau, Oderbrücke Ohlau durch Eis beschädigt, mehrere Deichbrüche (19.4.), Eisverstopfungen setzen Städte unter W, schreckliche Höhe, im Oderbruch setzen 23 Deichbrüche 65 Dörfer unter Wasser, 1 Kirche, 110 Häuser, 4 Brücken zerstört, Fluss bis 11 km breit
1786	Januar	Schalkowitz, Krupp	Eisverstopfung, Wasser stieg über Dämme, mehrere Deichgrundbrüche
1795	Februar	Ratibor	starker Eisgang, Brücke zu 1/3 weggerissen
1804	Ende März	Grünberg	auch Neumark, Eisgang, Eisverstopfung, Überschwemmung der Wiesen
1805	9.3.	Frankfurt/Oder	Eis reißt 5 Brückenjoche mit, Brücke zerstört
1827	3./4.3.	Oppeln/Cosel	Starker Eisgang beschädigt Brücken, Ü
1830	25.3. bis 2.4.	Oppeln bis Stettin	bis Stettin verwüstende große Flutwelle mit Ü, Eisgang und lang anhaltendes HW beschädigen Brücken und Deiche, viele Deiche zerstört, $\frac{3}{4}$ des Landes stehen unter Wasser, Kräniger Damm zerstört
1834	11.1., 14.2., 16.3.	Küstrin, Neu- gietzen	auch Oderbruch, Schwedter Brücke zerstört, Eisgang und HW, Eisstopfungen zerstören Deiche an 14 Stellen, Ü Teile Oderbruch, dabei Neugietzen zweimal Deiche gebrochen am 14.2 und 16.3.
1837	März	Schwedt	Eisgang zerstört die Brücke
1838	9.-18.3.	Glogau bis Zäckerick	bis Oderbruch Eisflut nach Eisaufbruch, Dammbrüche bei Glogau, Grünberg, Krossen, Aurith, in Krossen und Neugietzen Brücke weggerissen, bei Küstrin und Zäckerick Dämme teilweise weggerissen, das Oderbruch durch Deichbrüche überflutet

Jahr	Tag/Monat	Ort(e)	Anmerkung (Ü=Überschwemmung), (H=Hochwasser)
1841		Oppeln	Bruch der Deiche durch mauerdichte Eisversetzungen an abgelagerten Sandmassen
1845	Ende März	Breslau	Eisgang mit furchtbarem Hochwasser, Dombrücke zerstört, andere Oderbrücken schwere Schäden
1849	Ende Dezember	Grünberg	Deichbrüche infolge Eisgang
1854		Malapanemündung	An Malapanemündung durch abgelagerte Sandmassen Eisversetzung, Bruch von Dämmen
1862		Pommerzig	2 Damnbrüche durch Eisversetzung, Wasser stand bis an die Dächer
1876	Ende Februar/Anfang März	Crossen	Furchtbares Hochwasser mit Eisgang
1880	Januar	Steinau	Eisgang riss Brückenjoch der Steinauer Brücke weg
1888	Frühjahr	Greifenhagen	Eisgang zerstört Greifenhagener und Kräni-ker Brücke, Hochwasser diente als Bemessungshochwasser für zukünftige Deiche
1892	Februar	Schwedt	Eisversetzung an Schwedter Brücke verursachte Überflutung der Dörfer Peetzig und Bellinchen
1909		Oderbruch	Eisbarrieren im Kanal der neuen Stromoder, am Krummen Ort Deichbruch, Überflutung Nieder-Oderbruch
1922	28.2./1.3.	Breslau	Deichbruch bei Treschen durch Eismassen
1923		Schwedt	Eisbarrieren führten zum Deichbruch, Überflutung des Lunow-Stolper-Bruch

Jahr	Tag/Monat	Ort(e)	Anmerkung (Ü=Überschwemmung), (H=Hochwasser)
1940	Mitte März	Hohensaaten	15 m hohe Eisbarriere bis an Deiche, Deiche wurden 50 cm hoch überflutet, Flutung Zehdener Bruch, Sprengungen, dadurch gab es bei Bellinchen und Niederkränig Deichbrüche und Überflutungen, Zerstörung Ciewener Wehr
1942	März	Bindow	Deichbruch durch Eisversetzung, Schäden an Gebäuden und Wäldern
1947	22.3.	Reitwein	Eisbarriere, durch Sprengung noch größere Eisbarriere, Deich gebrochen, gesamtes Oderbruch überflutet, viele Tote
1982	Januar	Oderbruch	Starker Eisgang, 14 Deichbrüche, Einlassbauwerk Oderdeich bei Stützkow zerstört

Weitere bedeutende historische Eishochwasser sind ebenfalls durch ihre Ursache-Wirkungsbeziehung von Bedeutung:

Im Jahre 1609 bewirkten an der Oder bei Göritz-Reitwein *große Sandablagerungen*, dass die Eis- und Wassermassen gegen den Reitweiner Deich drückten, bis er brach und das ganze Oderbruch überflutete (SPIEGELBERG, 2001).

1754 sorgte eine *Eisbarriere mit Grundeis* bei Alt-Wriezen zu beiderseitigen Deichbrüchen mit Überflutungen von Großteilen des Nieder- und Oberoderbruches (SPIEGELBERG, 2001).

1770 bildeten sich im Januar im neuen Stromoderkanal, am Krummen Ort, in der Alten Oder und in der Stromoder bei Reitwein *Eisbarrieren*, die zu insgesamt 34 Deichbrüchen und zur Überschwemmung des gesamten Oderbruchs führten (SPIEGELBERG, 2001).

Am 20. April 1785 war der *Eisgang* der Oder fürchterlich. Der Hauptwall mit vielen Brücken war ruiniert. Die Dämme von 5 eingedeichten Niederungen waren zerstört (DITTRICH, 1892).

Im Januar 1786 sorgte eine *Eisverstopfung* an der Oder von Schalkowitz bis Krupp dafür, dass *das Wasser die Dämme überstieg* und *mehrere Grundbrüche* verursacht hatte (DITTRICH, 1892).

1854 fand an der Malapanemündung in die Oder eine *Eisversetzung* durch *abgelagerte Sandmassen* statt, welche zum *Bruch von Dämmen* führte (DITTRICH, 1892).

1923 führten Eisbarrieren mit Grundeis bei Schwedt zu einem Dammbruch. Das Gebiet um Schwedt und durch Rückstau auch große Teile des Tiefbruches bis oberhalb von Bad Freienwalde wurden überflutet (SPIEGELBERG, 2001).

Der letzte große Deichbruch durch Eishochwasser war im Winter 1947, als oberhalb von Reitwein eine Eisbarriere entstand. Sowjetische Experten, die die örtlichen Strömungsverhältnisse nicht kannten, nahmen die Sprengung vor. In kurzer Zeit bildete sich eine noch größere Eisbarriere. Bereits vor der Sprengung brachen die Deiche und das gesamte Oderbruch wurde überschwemmt. Durch die Überschwemmung starben viele Menschen, und es kam zu großen Verlusten an Tieren und bei Ernte- und Saatbeständen (SPIEGELBERG, 2001).

Zu einer weiteren großen Überschwemmung kam es während des Winterhochwassers 1940. Hier bildete sich bei Hohensaaten eine rund 15 Meter hohe Eisbarriere. Damals erreichte der Wasserstand am Pegel Hohensaaten 778 cm (Sommerhochwasser 1997 nur 729 cm) (DGJ, 1997). Die über die Deiche gehende Flutwelle ergoss sich in das Zehdener Bruch und in große Teile des diesseitigen Oderbruchs (SPIEGELBERG, 2001).

Der höchste Wasserstand im Winter 1981/82, dem letzten Eishochwasser an der Oder mit bedeutenden Schäden, betrug am 18.1.1982 am Pegel Hohensaaten 746 cm und war damit der zweithöchste bis dato jemals gemessene Wasserstand an diesem Pegel. Es kam dabei 1982 zu insgesamt 14 Deichbrüchen im Oderbruch. Der höchste Abfluss am Pegel Hohensaaten war aber nicht am 18.1.1982, sondern bereits am 15.1.1982 mit $1.515 \text{ m}^3/\text{s}$. Am Pegel Eisenhüttenstadt (110,8 km oberhalb von Hohensaaten) betrug der Abfluss am 14.1.1982 $= 972 \text{ m}^3/\text{s}$. Zwischen Eisenhüttenstadt und Hohensaaten mündet die Warthe in die Oder. Sie trägt mit ihrem Einzugsgebiet von 54.529 km^2 fast die Hälfte zum Einzugsgebiet der Oder von 118.861 km^2 bei und fast 40 % des Abflusses. Vom 14./15.1.1982 hatte die Warthe einen Abfluss von $543 \text{ m}^3/\text{s}$ (MQ $195 \text{ m}^3/\text{s}$). Hier trafen beide Hochwasserwellen aufeinander. Da der Wasserstand am Pegel Hohensaaten aber erst am 18.1.1982 seinen Höchststand hatte, kann davon ausgegangen werden, dass das abfließende Wasser der Oder unterhalb von Hohensaaten auf eine Eisversetzung traf und sich zurückstaute. Es soll nicht unerwähnt bleiben, dass sich im Winter 2010/11 ebenfalls ein Eishochwasser ereignete. Der Wasserstand betrug laut WSA Eberswalde am 7.1.2011, um 14.15 Uhr $= 754 \text{ cm}$, bei einem Abfluss von $2.600 \text{ m}^3/\text{s}$.

Bei diesem Eishochwasser ereigneten sich aber keine Deichbrüche.

Beim Vergleich von Wasserstand und Abfluss ergeben sich aber auch für andere Eishochwasser Differenzen.

Wasserstand am 21.3.1940 = 778 cm, Abfluss am 24.3.1940 = 2.330 m³/s,
am 31.7.1997 = 729 cm, am 31.7.1997 = 2.610 m³/s,
am 3.4.1888 = 709 cm, am 3.4.1888 = 3.480 m³/s.

Am 21.3.1940 gab es bei Eisbewegung trotz 778 cm Wasserstand nur einen Abfluss von 1.780 m³/s und zwar 2 Tage, nachdem sich der Eisstand aufgelöst hatte.

Am 3.4.1888 wurde der bisher höchste Abfluss an der Oder am Pegel Hohensaaten gemessen, aber nur der sechsthöchste Wasserstand nach (DGJ, 1997). Bei diesem Hochwasser von Ende März/Anfang April 1888 wurde durch Eisgang die Oderbrücke in Greifenhagen (Gryfino) zerstört (WILKE, 2007).

An der unteren Oder kam der Eisgang im März 1888 nach ODERSTROM (1896) durch einen Kälterückfall ins Stocken. Nach ODERSTROM (1896) holt nur selten das Hochwasser den Eisgang derart ein, dass übermäßige Aufstauungen entstehen wie es 1888 an der unteren Oder geschah. Noch seltener, als dies in der Oder zu erwarten ist, trifft in der mittleren und unteren Warthe das Hochwasser mit dem Eisgange zusammen, wie es im März 1888 geschah. Aus den Schilderungen lässt sich entnehmen, dass die Hochwasserwellen von Oder und Warthe zusammentrafen, was auch den höchsten jemals ermittelten Abfluss von 3.480 m³/s erklären würde.

Aus den Ausführungen von LOESCHMANN (1892) geht weiter hervor, dass 1888 im Oderstromgebiet der Frost zwischen 0,20 m bis 0,60 m in die Erde eingedrungen war, im Lehm-boden sogar 0,61 m und unter Gras 0,30 bis 0,40 m. Gefrorene und dadurch teilweise versiegelte Böden in einem Einzugsgebiet eines Flusses stellen ebenfalls ein erhöhtes Hochwasserrisiko dar, da sie zu höheren Oberflächenabflüssen führen.

Die Beispiele dokumentieren, welche Prozesse zu Eishochwassern führen und zeigen, dass die Analyse abgelaufener Ereignisse wichtige Hinweise für Gefahrenabschätzungen geben können.

2.4 Chronologie der Eishochwasser an der Elbe

Nachfolgende Tab.2.4 enthält bedeutende Eishochwasser an der Elbe. Auf einige wird im Anschluss detaillierter eingegangen.

Tab. 2.4 Eishochwasser an der Elbe : ((MUDELSEE, 2003), (SCHMIDT, 2000), (PUFFAHT, 2008), (FÜGNER, 2002), (ROEßLER, 1911), (GÜNTHER, 2003), (www-lothar-specht-parey.de))

Jahr	Tag/Monat	Ort(e)	Anmerkung (Ü=Überschwemmung), (H=Hochwasser)
1709	Februar/ März	Dresden bis Wittenberge	Ü durch Eisaufbruch, großer Schaden in Städten und Dörfern, Deichbrüche oberhalb Tangermünde, mehrere Dörfer überschwemmt
1727	März	Magdeburg	Ü nach Eisgang durch Deichbruch in Magdeburg-Cracau
1731	März	Prignitz	Ü Prignitz, Deiche bei Wittenberge gebrochen nach Eisaufbruch
1740	März	Mühlberg und Dresden	Ü nach Eisaufbruch, Eisgang
1750	14.2.	Dresden	Große Ü nach Eisgang
1776	Februar	Riesa, Witten- berg	Ü mit Eisgang, schwere Schäden
1777	Februar	Dresden, Tor- gau	Ü mit Eisgang, schwere Schäden
1781	Januar/ Februar	Dresden, Mei- ßen, Wittenber- ge	Ü mit Eisgang
1784	Februar/ März	Dresden bis Wittenberg	Verheerende Ü durch Eisgang, Schandau- Häuser bis 2.Stockwerk überflutet, sehr große Schäden, 9 Tote in Meißen
1789	Januar/ Februar	Schandau bis Wittenberg	Ü mit Eisgang, Deichbrüche
1792	Januar	Dannenberg	Eisversetzungen, Ü in Dannenberg
1799	Februar	Pirna, Dresden, Wittenberg	Eisfahrt, Große Schäden in Pirna, Dresden u.a., in 191 Städten/Ortschaften 54 Häuser zerstört

Jahr	Tag/Monat	Ort(e)	Anmerkung (Ü=Überschwemmung), (H=Hochwasser)
1804	11.1.	Dannenberg	Eisstopfungen, Ü in Dannenberg
1805	Februar/ März	Lenzen, Witten- berg	Ü durch Deichbrüche infolge Eisstopfungen, auch Gorleben und Altmark
1809	13.1.	Dresden	Hochwasser mit außerordentlicher Eisfahrt
1811	14.2.	Dresden	Hochwasser mit Eisgang
1814	März	Dresden bis Barby	Ü mit Eisgang
1820	Januar	Altmark und Prignitz	Ü mit Eisgang, Deichbrüche, Eisberge bis 12 Fuß Höhe liegen auf den Deichen
1821	März	Dresden, Mühl- berg	Hochflut mit Eisgang
1828	Januar/ Februar	Mühlberg, Tangermünde	Ü nach Eisaufbruch
1845	März/ April	Gesamte säch- sische Elbe, Altmark	Viele Städte und Dörfer durch Eisgang und Deichbrüche überflutet, Teil der Dresdner Brücke eingestürzt (Pfeiler)
1850	Februar	Mühlberg, Strehla	Ü mit Eisgang
1855	12.3.	Werben	Deichbruch durch Eisversetzung, Ü
1862	15.2.	Hitzacker	Eisgang, Ü, einige Häuser in Hitzacker zerstört
1876	Februar/ März	Magdeburg, Riesa	Ü nach Eisgang und 4 Deichbrüchen, in Riesa stürzte am 19.2. die Eisenbahnbrücke ein
1888	16.3.	Dannenberg	Durch Eisstopfungen Deiche überströmt und Dannenberg überflutet
1895	Januar- April	Lenzen, Dam- natz, Wentorf	Eisgang, Eistreiben, Deichbruch bei Wentorf
1909	Februar	Altmark, See- hausen	Deichbrüche durch mehrere Meter hohe Eisversopfungen, gesamte Wische überschwemmt

Jahr	Tag/Monat	Ort(e)	Anmerkung (Ü=Überschwemmung), (H=Hochwasser)
1941	Februar	Derben, Parey Magdeburg	Deichbruch nach Eisgang
1947	März	Hitzacker, Dannenberg	Eisversetzungen und Deichüberläufe bei Wussege, Innenstadt von Hitzacker überflutet
1981	März	Raum Dömitz, Lauenburg	Ü nach Eisaufruch bei Bleckede
2003	Januar	Prignitz	Eisversetzungen mit Beschädigungen der Deiche durch Treibeis, 73 Betonplatten retteten den Deich

Der Winter 1783/84 war in ganz Deutschland sehr streng. In allen Flussgebieten kam es zu starken Eisbildungen, Eisversetzungen und schließlich zu Eishochwassern. Von Ende Dezember bis Ende Februar bildete sich auf der Elbe bei Dresden eine Eisdicke von mehr als 110 cm. *Ein Warmlufteinbruch um den 23.2.1784 und großflächiger Starkregen bewirkten Ende Februar ein plötzliches Tauwetter*, das die erheblichen Schneemengen im Flachland und in den Mittelgebirgen rasant abschmelzen ließ. Am 28.2.1784 begann das Eis in Dresden aufzubrechen. *Die Elbe stieg (beeinflusst durch den Eisstau an der Augustusbrücke) innerhalb von 11 Stunden um 355 cm*, was einem Wasserstand von 857 cm am Pegel Dresden, bezogen auf den heutigen Nullpunkt, entspricht und überflutete Dresden (FÜGNER, 2002).

Unterhalb von Dresden, bei Riesa, *wurde versucht eine Eisbarriere aufzusprengen. Die Sprengung zeigte jedoch keine Wirkung*. Schon im Vorfeld der Eisflut von 1784 berichten die Quellen von derartigen Ambitionen, die aber in der Breite wirkungslos blieben. Teilweise hatten sie sogar gegenteilig Wirkungen, weil das Eis unkontrolliert abging und zusätzlich Infrastruktur zerstörte. Bei Meißen wurde während des Eisgangs mittels Artilleriebeschuss und dem Einlassen von Bomben versucht, eine Eisbarriere aufzusprengen, aber ohne wirklichen Erfolg (POLIWODA, 2007).

Eine ähnliche Situation stellte sich an der Elbe im Winter 1798/99 ein. Beim Dorf Zehren, unterhalb von Meißen, *entstand durch eine Eisversetzung ein massiver Rückstau*, wobei die Wassermassen durch die Stadttore eindrangen und ein neuer Rekordwasserstand zu verzeichnen war, der noch 80 cm höher als der von 1784 war. Zwischen Schandau und Wittenberg wurden in den Städten und Dörfern 54 Wohnhäuser und 113 Nebengebäude durch die Flut völlig zerstört und 728 Stück Nutzvieh getötet (DEUTSCH, 2000).

Im Februar 1799 wurden die Bögen der Dresdner Brücke *vom aufgetürmten Eis, das sich an der Brücke empor geschoben hatte*, in Mitleidenschaft gezogen (POLIWODA, 2007).

Am 1. März 1830 schob sich *in den Krümmungen der Elbe, an den flachen Ufern* bei Belgern und Mühlberg, ein Eisschutz zusammen, wodurch das Wasser zu einer noch nie gesehenen Höhe stieg. Das Wasser überstieg die Dämme und zerstörte einige von ihnen... (POLIWODA, 2007).

Außerhalb von Sachsen ereignete sich im Jahre 1888 ebenfalls ein größeres Eishochwasser im Bereich der unteren Mittel Elbe im Bereich Dannenberg/Niedersachsen. Zwei Deichbrüche bei Landsatz und Wulfsahl leiteten eine Katastrophe ein, die zur vollständigen Überflutung der 4.400 Hektar großen Dannenberger Marsch führte. Hier waren mehrere Menschenleben zu beklagen. In diesem Fall setzte erst Mitte März ein starker Temperatursturz und starke Schneefälle ein. Am 18. März kam die Elbe bei Hitzacker zum Stehen. Der Eisstau setzte sich weiter stromaufwärts bis Dömitz fort. *Die Eismassen schoben sich teilweise über die Deiche. Man konnte die Deiche nicht erhöhen, da sie gefroren waren.* Am 21. März wurden dann mehrere Deiche überströmt und es kam letztlich zu den beiden Deichbrüchen und den Überflutungen (PUFFAHRT, 1988).

Beim Eishochwasser 1888, welches am 18. März durch eine Eisverstopfung bei Lauenburg begann, staute sich das Eis über Hitzacker hinaus bis Dömitz, wie es von PUFFAHRT (1988) beschrieben wurde.

Gleichzeitig begann ein starkes Schneetreiben, das mit wenigen Unterbrechungen vier Tage anhielt. *Die ungeheuren Schneemassen hemmten den Lauf der Elbe* noch mehr. Mit elementarer Gewalt *staute das Elbewasser sofort das Wasser der Löcknitz zurück* und setzte am 20. März Breetz, Seedorf und Lenzen unter Wasser. Die dortige Eisenbahnbrücke wurde weggerissen. Noch am gleichen Tage brach der Deich zwischen Kietz und Baarz an vier Stellen. Zwei weitere folgten in den beiden nächsten Tagen (GRÜNBERG, 2004).

PUFFAHRT (2008) berichtete weiterhin von schweren Hochwassern und Eishochwassern zwischen 1490 und 2006 und zeigte teilweise Überschwemmungskarten mit historischen Ganglinien der Wasserstände an der Elbe von Barby bis Lauenburg. Er machte auch eine Aufstellung für den Pegel Hitzacker über Ausuferungen der Elbe in den Jahren 1860 bis 1929. Außer dem Jahr 1881 (1866-1868 fehlen) uferete die Elbe im Winter in Hitzacker jedes Jahr aus, teilweise an bis zu 122 Tagen. Leider ist nicht ersichtlich, ob es sich um Eishochwasser oder normale Hochwasser handelte.

Eine weitere Katastrophe durch Eishochwasser ereignete sich an der Elbe am 14.2.1909. DEUTSCH (2003) setzt die Grenze für historische Hochwasser für das Jahr 1900 an. Da dieses Ereignis aber im Jahre 2009 bereits 100 Jahre her ist und im Bereich der unteren Mittel Elbe sehr bedeutend war, wird es ebenfalls als historisches Hochwasser aufgeführt:

Eisschollen stauten sich in der Elbe von Hitzacker bis Berge auf einer Länge von 34 Kilometern zu einem gewaltigen Pfropfen und brachten den Deich bei Kannenberg in der Altmark zum Bersten. Dabei wurden 64 Ortschaften überschwemmt. Es entstanden keine Personenschäden, aber Sachschäden (u.a. ertrunkenes Vieh und verwüstete Felder) von rund 1,8 Millionen Goldmark, was heute in etwa 17 Millionen Euro entspricht. Damals standen 280 Quadratkilometer Land unter Wasser, wobei die Stadt Seehausen 90 cm unter Wasser gestanden hatte. *Hier wurden bereits Eisbrecher eingesetzt*, die aber erst am 26.2.1909 die Eisversetzung beseitigt hatten (VOLKSSTIMME, 1988).

Aufgrund dieses Eishochwassers wurden die Deiche bei Berge neu aufgebaut. Bereits damals wurden neuere Erkenntnisse des Deichbaus berücksichtigt, wie folgende Abbildung zeigt.

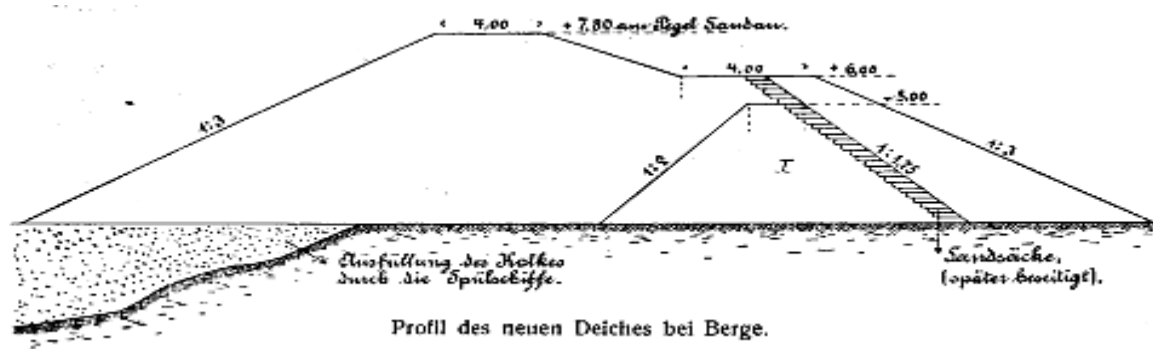


Abb. 2.3 Deich an der Elbe bei Berge (km 420,0) aus dem Jahre 1909 (ROEBLER, 1911)

Der Deich hatte bereits an der wasserseitigen Böschung (links auf der Abbildung) eine Neigung von 1:3, eine Kronenbreite von 4,00 Metern und einen Deichverteidigungsweg (Berme) von ebenfalls 4,00 Metern Breite. Der Deich war für einen Wasserstand von +7,80 m am Pegel Sandau (Strom-km 416,05) ausgelegt. Der während des Eishochwassers von 1909 am 14. Februar 1909 um 11 Uhr ermittelte Hochwasserscheitel betrug am Pegel Sandau +7,30 m (ROEBLER, 1911). Das war der bis dahin höchste jemals gemessene Wasserstand. Die Erbauer dieses Deiches hatten also einen Freibord von 0,50 m auf das jemals höchste gemessene Hochwasser addiert, als sie den Deich erbauten. Teile dieser Bauweise sind heute noch aktuell und andere geringfügig verändert worden.

Bei den in diesem und in den Kapiteln 2.2 und 2.3 aufgeführten Beispielen, die nicht unbedingt vollständig sein müssen, kann gesagt werden, dass Eishochwasser u.a. auf folgende Weise entstanden sind:

- durch Eisversetzungen aufgrund von Sandablagerungen an Flussmündungen,
- durch Eisversetzungen und Wasserstau mit Deichüberspülungen,

- durch Deichbrüche infolge von anschwimmenden Eismassen,
- durch Eisverstopfungen mit Deichbrüchen,
- durch Rückstau von Nebenflüssen,
- durch Bilden eines Eisschutzes (Eisversetzung) an Krümmungen,
- durch sich über die Deiche schiebende Eismassen,
- durch Warmlufteinbruch mit Starkregen,
- durch Deichüberspülungen mit Deichbruch,
- durch Eisstau an Brücken.

Bei einer Definition von Eishochwasser (siehe Kapitel 2.2) können diese Beispiele allerdings nicht alle aufgeführt werden.

Bei diesen Beispielen besteht in der Zukunft durchaus die Möglichkeit, einzelne dieser Ursachen zu beseitigen bzw. die Schäden zu minimieren. Dazu müssen

- die damals vorherrschenden örtlichen Gegebenheiten mit den heutigen verglichen werden, um dann ggfs. Sandablagerungen oder Krümmungen zu beseitigen, Brücken mit größeren Brückenöffnungen zu bauen,
- der Zustand der damaligen Deiche analysiert und heutige Deiche möglicherweise verbessert, verstärkt oder zurückverlegt werden,
- zusätzliche Deiche an Nebenflüssen gebaut werden,
- genauere und längerfristige Wettervorhersagen getroffen werden, um Warmlufteinbrüche mit Starkregen langfristig vorhersagen zu können.

2.5 Eishochwasser von 1845 an der Elbe

Nachdem im vorherigen Kapitel die Chronologie der Eishochwasser der Elbe seit 1700 dargestellt wurde, wird in diesem Kapitel speziell auf das Eishochwasser des Jahres 1845 an der Elbe eingegangen, da es das bis zu dieser Zeit größte Hochwasser der Elbe im Bereich von Dresden, sowohl mit dem höchsten Wasserstand als auch mit dem höchsten Abfluss, war und es seither sehr gut dokumentiert worden ist. Anhand dieses Eishochwassers soll deutlich gemacht werden, wie die Wasserstands-/Abflussbeziehung in der Historie mit den heutigen Bedingungen, speziell dem Hochwasser 2002, verglichen werden kann. Es soll dabei auf die Überschwemmungsgebiete, die Bebauung und die Schäden eingegangen werden.

POLIWODA (2007) berichtet ausführlich über das Hochwasser von 1845. Er geht neben der eigentlichen Abfolge des Geschehens insbesondere auf die entstandenen Schäden, die Gesundheitsprävention für die Bürger und die finanzielle Bewältigung der Flut ein.

FÜGNER (2002) berichtet ebenfalls über das Hochwasser von 1845. Einige Passagen sollen über das Geschehene berichten: *Es herrschte ein schneereicher Spätwinter, und die Elbe war ab dem 20. Februar mit einer bis zu 1,50 m dicken Eismasse bedeckt. Am ersten Osterfeiertag setzte Tauwetter ein und ab 27.3. wurde der Aufbruch des Eises ab Königstein gemeldet. Die Meldung erfolgte in der damals üblichen Form durch Kanonenschüsse von der Festung Königstein. Die Flut mit Eismassen erreicht am 28. März Dresden. Das Wasser wuchs ständig und in der Nacht vom 30. zum 31.3. trieben Wohnhäuser, Schuppen, Wagen, Flöße, Schiffe, Viehkadaver und Massen von Holz gegen die Brücke und zerschellten. Zwischen Berg- und Talseite der Brücke betrug der Wasserstandsunterschied durch den Aufstau bis zu 2,00 m. Bis zum Scheitelpunkt der 8 mittleren Bögen fehlten nur noch 60 cm bis 2 m. Am 31.3.1845 stand die gesamte Dresdner Pegellatte unter Wasser. Immer reißender wurde die Elbe und kurz vor 10 Uhr stürzte dann der Pfeiler der Brücke, auf dem sich das Kreuzifix befand, aufgrund des Druckes der gewaltigen Wassermassen ein.*

Aus den Schilderungen von FÜGNER (2002) gehen meteorologische und hydrologische Aspekte hervor, aber auch Hinweise auf Schäden.

Ein Stich aus der damaligen Zeit dokumentiert dieses Ereignis (siehe Abb. 2.4):



Abb. 2.4 Hochwasser der Elbe am 31. März 1845, Augustusbrücke in Dresden (Sammlung Deutsch)

Der Wasserstand am Pegel Dresden wurde von den Behörden aufgrund der überfluteten Pegellatte nachträglich mit 877 cm angegeben. Bei dem Hochwasser im Jahre 2002 wurde dieser Höchststand am 17.8.2002 mit 940 cm übertroffen. Oberhalb und unterhalb des

Pegels Dresden wurden bei dem Hochwasser von 1845 aber höhere Wasserstände als beim Hochwasser von 2002 registriert, wie BIELITZ (2006) und CARSTENSEN (2003) in der Tab. 2.5 skizzierten.

Tab. 2.5 Vergleich der Wasserstände 1845 mit 2002 (BIELITZ, 2006) und (CARSTENSEN, 2003) nach TU Dresden, IWD

	Wasserstand 1845 – Wasserstand 2002
Pillnitz (El-km 42,0)	ca. +5 ... 10 cm
Dresden (El-km 55,6)	- 63 cm (877 – 940 cm)
Meißen (El-km 82,5)	ca. +20 ... 30 cm

Bei dem Höchststand von 2002 betrug die Abflussflussmenge etwas über 4580 m³/s. Bei dem Eishochwasser 1845 wurde die Abflussflussmenge noch um ca. 1000 m³/s höher, nämlich mit 5.700 m³/s angegeben, woran POHL (2007a) zweifelt. Diese Abflussflussberechnungen wurden damals von der Sächsischen Wasserbaudirektion (1892-1908) durchgeführt. Sie erfolgten aufgrund der überfluteten Querschnitte und Annahmen zu Rauigkeits- und Geschwindigkeitsbeiwerten und zwar nach der Formel von Ganguillet-Kutter (GRÜNEWALD et al., 2008). POHL (2007a) ermittelte aufgrund von Untersuchungen der Querprofile einen Scheiteldurchfluss von weniger als 4.000 m³/s. Andere Quellen, (KOLBE, 2004), geben die Abflussflussmenge mit ca. 570 m³/s höher als 2002 an, also mit 5.250 m³/s. GRÜNEWALD et al. (2008) wiederum gaben die Abflussflussmenge mit 4.800 m³/s an. IKSE (2005) gibt den Abfluss dagegen am 31.3.1845 mit 5.700 m³/s an. In ihren Ausführungen betrug der Abfluss am Pegel Usti nad Labem 5.350 m³/s und zwar am 30.3.1845. Von Usti nad Labem bis Dresden sind es 94 km, die der Fluss bei diesem Wasserstand in ca. 17 Stunden zurücklegt. Aufgrund der Morphologie der Elbe gibt es kaum Retentionsmöglichkeiten des Wassers, und es gibt auch keine bedeutenden Nebenflüsse.

Wie erklären sich die Widersprüche zwischen dem Hochwasser von 1845 und dem von 2002?

Zwischen 1845 und 2002 fanden im Stadtgebiet Dresdens verschiedene Gerinneveränderungen statt wie: 1888 bis 1990 Sohlenvertiefungen durch Erosion bis zu 60 cm; ab 1945 streckenweise Vorlandverfüllung mit Trümmern; 1852 Bau der Marienbrücke; 1895 Bau der Carolabrücke und der Loschwitz-Blasewitzer Brücke (Blaues Wunder); 1901 Bau der Eisenbahnbrücke; 1910 Bau der Flutrinne Ostragehege und Neubau der Augustusbrücke; 1920 Bau der Flutrinne Dresden-Kaditz; 1930 Bau der Flügelwegbrücke; 1936 Bau der Autobahnbrücke; Beginn des 19. Jhd. bis 1890 Mittelwasserbreite durch Ausbau etwa halbiert; 1880 bis 1910 Ausbauarbeiten wie Durchstiche, Bau von Bühnen und Uferbefestigungen

(POHL, 2007a). Diese Gerinneveränderungen führten zu anderen Wasserständen und Abflüssen, in dem sie die Wasserstände und Abflüsse entweder verringerten oder erhöhten. Sind damit die Widersprüche bei den Wasserstands-/Abflussbeziehungen der beiden Hochwasser gelöst?

Letztendlich werden sich die genauen Zahlen im Nachhinein wohl nicht mehr genau ermitteln lassen. Dennoch sollen einige Anmerkungen bezüglich der beiden Hochwasser von 1845 und 2002 gemacht werden.

Nach KOLBE (2004) betrug 2002 die überflutete Fläche in der Stadt Dresden 2.481 ha gegenüber 3.093 ha im Jahre 1845, was auch durch FÜGNER (2002) belegt sein dürfte, der über das Hochwasser von 1845 schilderte: *In der Antonstadt quollen die Wogen in Glacisstraße, Bautzener Straße und Alaungasse...*, wobei BÖRNGEN & TETZLAFF (2002) sogar für einzelne Straßen die Überflutungshöhe angaben, so für die Glacisstraße 3 Ellen und 6 Zoll, was in etwa 1,84 m entsprechen würde. SCHÄFER (1848) führte das möglicherweise auf den Stau durch die Augustusbrücke zurück.

Im Jahre 2002 waren die genannten Straßen nicht überflutet.

Das kann nach GRÜNEWALD et al. (2008) sowohl auf die Ablagerungen von Schutt und dergleichen als auch auf die Sedimentation vergangener Hochwasser zurück zu führen sein, welche die Vorländer stark erhöhten, so dass sich das Hochwasser 2002 nicht so stark ausbreiten konnten, dadurch aber insgesamt höher stieg.

Außerdem lag nach POHL (2008) der Pegelnullpunkt am Pegel Dresden vor dem 1.12.1935 auf einer Höhe von 105,657 m über NN und kurz vor dem Hochwasser von 2002 bei 102,73 m über NN.

Beim Vergleich der Wasserstände der historischen Hochwasser mit den heutigen ist zu beachten, dass der Pegelnullpunkt des Dresdner Pegels am 01.12.1935 um 3 m tiefer festgesetzt wurde. Er lag bis dahin bei 105,657 m NN (POHL, 2008) und beträgt heute nach mehreren Neueinmessungen 102,682 NN (ELWIS, 2011). Es müssen also auf die Wasserstände bis zum Abflussjahr 1936 ca. 3 m addiert werden, wenn sie mit den heutigen verglichen werden sollen.

Ein Hindernis für Eishochwasser dürften auch die Brücken darstellen, wie Abb. 2.5 zeigt:



Abb. 2.5 Hochwasser in Dresden, Augustusbrücke (Aufnahme vom 17. August 2002 unter: <http://www7sky.de> 20110509)

Der hohe Wasserstand von 2002, in Verbindung mit einem Eisgang, könnte hier nicht vorhersehbare Schäden anrichten. Nach FÜGNER (2002) soll beim Hochwasser von 1845 der Wasserstand hinter der Brücke fast 200 cm tiefer gelegen haben, wobei beim Durchgang des Scheitels der Hochwasserwelle bis zur Unterkante des Lichtraumprofils der Brückenbögen nur noch 0,20 Meter Distanz bestanden haben soll. Auf der Abb. 2.5 dürften ähnliche Bedingungen vorgelegen haben wie 1845. Hier hätten bei dichtem Eistreiben die ankommenden Eisschollen nur noch eine eingeschränkte Möglichkeit die Brücke zu passieren. Es käme zu einem Eisstau.

Der Vergleich der Hochwasser von 1845 und 2002 zeigt,

- dass beim Sommerhochwasser 2002 der Wasserstand am Pegel Dresden höher war als 1845, was u.a. auf Landnutzungsänderungen und Landaufhöhungen im Stadtgebiet Dresden zurückzuführen ist,
- dass beim Winterhochwasser von 1845 durch die Augustusbrücke ein enormer Aufstau des Wasser von bis zu 200 cm erfolgte, was bei heutigen Brückenkonstruktionen mit weniger Pfeilern und weiteren Brückenöffnungen ggf. nicht mehr in dieser Höhe möglich wäre,
- dass durch die beim Winterhochwasser von 1845 größere überflutete Fläche im Stadtgebiet von Dresden enorme Schäden entstanden sind (Häuser trieben im Strom und zerschellten an der Brücke),

- dass beim Hochwasser von 2002 durch die stärkere Bebauung und deren Werte den- noch der Schaden größer gewesen sein dürfte,
- dass bei einer ähnlichen Eisversetzung wie 1845 im Bereich der Dresdner Brücken und einem aus Tschechien und dem Erzgebirge kommenden Abfluss, welcher ggf. höher als 1845 ist, durch den entstehenden Rückstau noch größere Schäden entstehen dürf- ten.

Zum Schluss dieses Kapitels soll noch kurz auf den meteorologischen Aspekt des Hoch- wassers von 1845 eingegangen werden.

Aus der Sicht der Meteorologie wies der Winter 1844/45 Besonderheiten auf. Nach POLIWODA (2007) setzten ab dem 3. Dezember 1844 winterliche Verhältnisse ein. Bei klarem Himmel und Südostwind herrschten bis Ende Dezember Minus-Temperaturen von vier bis sieben Grad Kälte auf dem Reaumurschen Thermometer, was minus fünf bis achteinviertel Grad Celsius entsprach. Der Januar 1845 war mit bis zu zehn Grad Wärme sehr mild. Der Februar wiederum war sehr kalt, bis minus 21,25 °C. Ab dem 13. Februar 1845 waren Fuß- gänger auf der zugefrorenen Elbe unterwegs. Diese Winterkälte hielt an. Es kam weiterhin starker Schneefall hinzu, die Dresden bis zu 60 cm Neuschnee pro Nacht bescherten. Am Nachmittag des 23. März 1845 stellte sich dann wärmeres Wetter über Sachsen ein.

Nach dem NATIONAL CLIMATIC DATA CENTER (2010) betrugen die mittleren Monatstemperatu- ren in Prag im Januar 1845 = -1,6 °C, im Februar 1845 = -8,1°C und im März 1845 = -5,2 °C. Im Januar ergibt das bei 31 Tagen eine Kältesumme von -49,6 °C, im Februar bei 28 Tagen eine Kältesumme von -226,8°C und bis zum 23. März an 23 Tagen eine Kältesumme von -119,6 °C, also insgesamt -396°C. Nach KÜCHLER (2007) betrug die Kältesumme im Winter 1845 ca. -430 °C (graphische Darstellung). Nach der Formel von LATTERMANN (2005) für die Eisstärkenberechnung ($2,0\sqrt{\sum T}$) ergibt sich eine Eisstärke für die Elbe von 39,70 cm. Durch Eiszusammenschiebungen dürfte die Stärke des Eises durchaus über einen Meter betragen haben.

Bis zum 23. März 1845 war nach BÖRNGEN & TETZLAFF (2002) die Elbe in Leitmeritz (Litome- rice) noch gefroren. Durch Tauwetter setzte zwischen dem 23. und 27.3. Eisgang ein, wobei das Wasser bis nahezu 6 Klafter über das Normale stieg (Exkurs: Klafter ist ein altes Län- genmaß mit unterschiedlichen Werten. In Österreich betrug ein Klafter 1,8966 Meter (KIELBLOCK, 2007). Leitmeritz gehörte nach RADEMACHER (NN) bis 1919 zu Österreich- Ungarn. Demzufolge betrug der Wasserstand nahezu 11,37 Meter über Normal. In Dresden brach am 27.3. das Eis bei einer Eisstärke von 2-3 Ellen (Eine sächsische Elle betrug 56,64 cm, was einer Eisdicke von 113 bis 169 cm entsprach (KIELBLOCK, 2007). Diese Wasser- massen mit den Eisschollen bewegten sich die Elbe abwärts mit den bereits aufgeführten Folgen.

3 Hydrographische und morphologische Eigenschaften von Oder und Elbe unter dem Gesichtspunkt von Eishochwasser

3.1 Das Stromgebiet der Oder

Die Oder hat eine Länge von 854 km und ein Einzugsgebiet von 118.861 km², welches sich mit 106.057 km² (89 %) in der Republik Polen, mit 7.217 km² (6 %) in der Tschechischen Republik und mit 5.587 qkm (5 %) in der Bundesrepublik Deutschland befindet (LANDES-UMWELTAMT BRANDENBURG, 1998). Andere Autoren (UHLEMANN, 1999) beziffern die Länge mit rund 912 km. Die Mittlere Oder wurde per Gesetz vom 6. Juni 1888 von Cosel bis zur Mündung der Glatzer Neiße kanalisiert. Bedingt durch zahlreiche Durchstiche und Begradiungen zwischen 1740 und 1896 wurde der einstige Flusslauf von der Glatzer Neiße bis Dyhernfurth und zwischen Güstebiese und Hohensaaten um 187 km verkürzt, was immerhin zwanzig Prozent seiner Gesamtlänge entspricht (BFG, 1997). Zu dem Haupteinzugsgebiet der Oder trägt ihr größter Nebenfluss, die Warthe mit 808 km, insgesamt 54.529 km² bei (WWF DEUTSCHLAND, 2000), also rund die Hälfte.

Zu den wichtigsten Baumaßnahmen zählte der Bau der „Neuen Oder“ von 1747 bis 1753 zwischen Güstebiese und Hohensaaten, bei dem das Oderbruch vollständig eingedeicht wurde. 1832 wurde die Alte Oder abgetrennt und der Deich war von Lebus bis Neuglietzen vollständig geschlossen. Im gleichen Zeitraum wurde der östliche Oderdeich von Niederwutzow bis Bellinchen und der Polder Zehdener Niederung errichtet (HÖRRMANN, 2004).

Zur besseren Übersicht zeigt Abb. 3.1 das Einzugsgebietes der Oder, aus der auch die Höhenlagen der einzelnen Oderabschnitte ersichtlich ist:

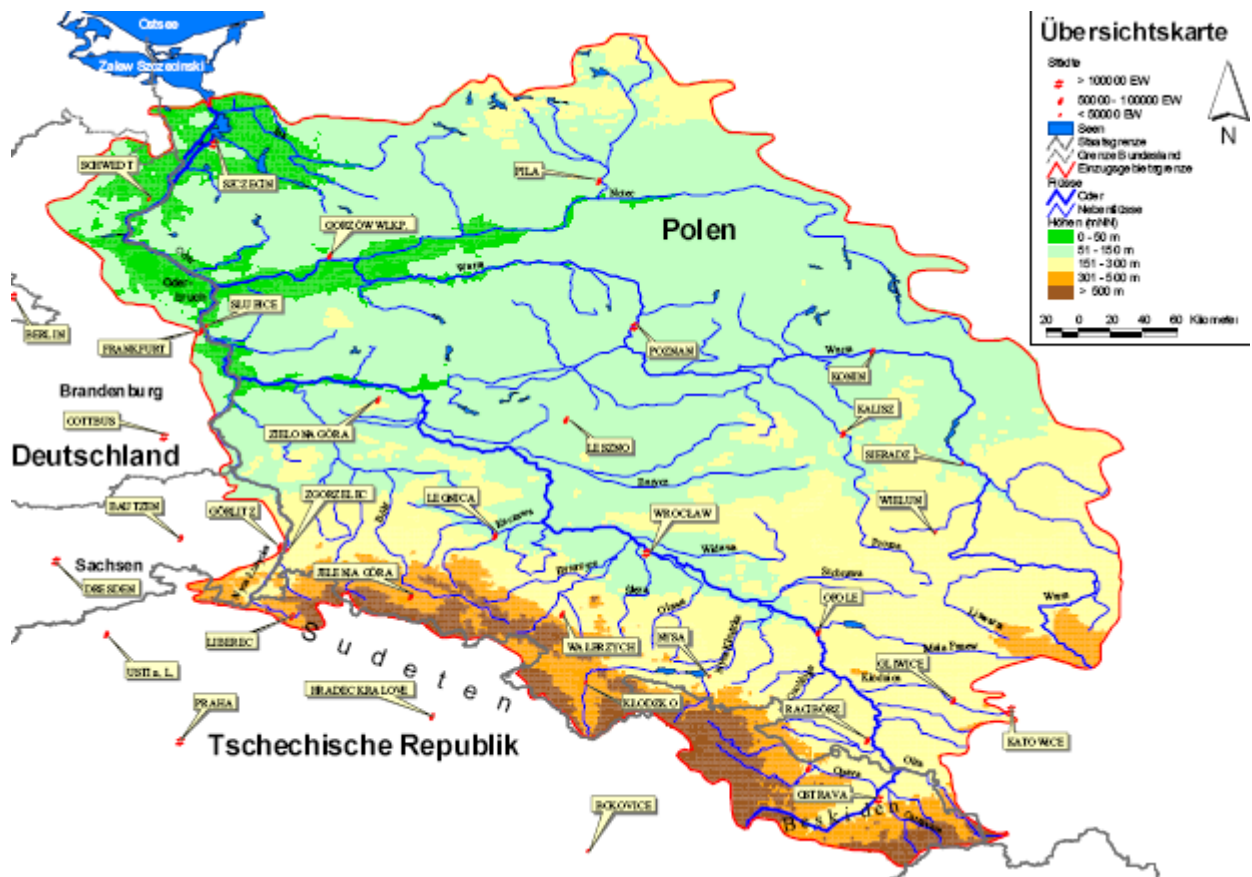


Abb. 3.1 Einzugsgebiet der Oder (GRÜNEWALD et al., 2000)

Die Oder entspringt in den tschechischen Ostsudeten in einer Höhe von 634 m über dem Meeresspiegel und fließt in die Ostsee. Ihre Hauptfließrichtung verläuft von Süd nach Nord, zunächst in nordwestlicher Richtung und nach Einmündung der Lausitzer Neisse (Nyza Luzycka) in nördlicher Richtung. Sie markiert hier auf einer Länge von 161,7 km bis Greifenhagen (Gryfino) die „Grenzoder“.

Bei Fiddichow (Widuchowa) teilt sich die Oder in die West- und in die Ostoder. Die Westoder ist auf 17,1 km Grenzgewässer und vereinigt sich nach 29,8 km selbständigem Lauf wieder mit der Oder bei km 733,2. Die Ostoder ist aber als eigentliche Stromoder anzusehen. Vor dieser Vereinigung zweigt nach Osten aus der Stromoder bei km 730,5 die Große Reglitz (Regalica) ab, die gegenüber Stettin (Szczecin) in den Dammschen See (Jeziro Dabie) und

durch diesen in das mit dem Stettiner Haff verbundene Papenwasser mündet. Die eigentliche Stromoder quert das Stettiner Stadtgebiet und mündet etwa 20 km unterhalb von Stettin ebenfalls in das Papenwasser. Ost- und Westoder sind durch kleine Kanäle und Fließgewässer miteinander verbunden (UHLEMANN, 1999).

Ihr Mündungsbereich ist das Oderhaff mit einem schmalen Durchfluss in die eigentliche Ostsee.

Nach der Geomorphologie und dem Abflussverhalten wird die Oder in folgende drei Abschnitte eingeteilt (IKSO, 1999):

Obere Oder: von den Quellen bis zur Mündung der Glatzer Neisse (Nysa Klodza);

Mittlere Oder: von der Mündung der Glatzer Neisse bis zur Mündung der Warthe (Warta);

Untere Oder: von der Mündung der Warthe bis zum Stettiner Haff (Zalew Szczecinski).

Für Eishochwasser ist die untere Oder von besonderer Bedeutung, da hier ein sehr geringes Gefälle vorhanden ist. Aufgrund dieses geringen Gefälles staut sich das Wasser vom Stettiner Haff, bzw. dem Dammschen See (Jezioro Dabie) her stromauf. Das Eis kann nicht abfließen, und es kann daher zu einem Eisstau kommen.

Über das Gefälle im Unterlauf der Oder gibt es unterschiedliche Angaben. Der Begriff „Gefälle“ wird spezifiziert in Energieliniengefälle (I_E), Wasserspiegelliniengefälle (I_W) und Sohlgefälle (I_S) (BOLLRICH, 2000). Die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung verwendet in ihren Ausführungen in der Regel das Wasserspiegelliniengefälle. Es ist an einen spezifischen Wasserstand gebunden.

Nach LOZAN & KAUSCH (1996) herrscht ab Küstrin (Kostrzyn) ein Gefälle von 0,01 Promille. Nach einer Presseinformation des WSA Eberswalde vom 04.02.2004 beträgt unterhalb von Hohensaaten das Gefälle 0,018 Promille, wie Abbildung 3.2 zeigt:

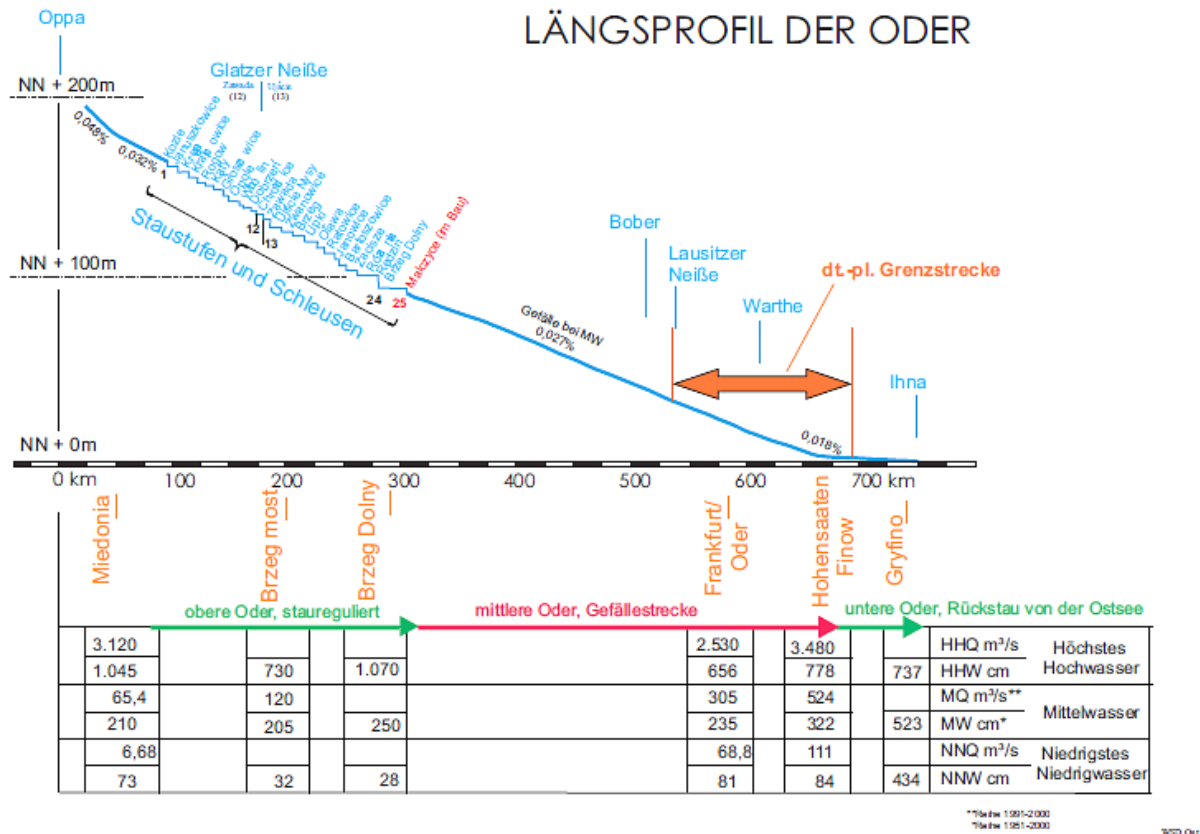


Abb. 3.2 Längsprofil der Oder, **Reihe 1991-2000 und * Reihe 1951-2000 (WSD Ost in Magdeburg, 2011, internes Arbeitsmaterial)

Nach Abbildung 3.2 gibt es bei Hohensaaten-Finow einen Gefälleknick. Das Gefälle verringerte sich von 0,027 Promille auf 0,018 Promille.

Die 0,018 Promille lassen sich überprüfen. Der Pegelnullpunkt des Pegels Hohensaaten-Finow (Strom-km 664,9) liegt bei 0,149 m über NN. Der Mittelwert der Wasserstände (MW) in der Zeitreihe von 1996/2005 liegt bei 337 cm (ELWIS, 2011). (Anm.: Im ELWIS wird neben Wasserständen und Pegelangaben u.a. täglich von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung bei entsprechenden Eislagen veröffentlicht, ob Randeis, Treibeis in Prozent der Flussbedeckung, Eisstand etc. herrscht und ob es zu Schifffahrtssperrungen kommt).

Das Gefälle lässt sich für den gesamten Flussabschnitt bis zur Mündung berechnen. Der Pegel Hohensaaten-Finow liegt bei Oder-km 664,9. Die Oder ist 854 km lang (LANDESUMWELTAMT BRANDENBURG, 1998), hat also noch 189 km bis zur Mündung zurückzulegen. Addiert man zu dem Mittelwert des Wasserstandes 337 cm den Nullpunkt des Pegels 0,149 m über NN, so liegt der Wasserspiegel der Oder bei Mittelwasser bei 3,519 m über NN. Das macht auf einer Länge von 189 km bis zur Mündung ein Gefälle von 0,018 Promille.

FREYDANK (1986) gab das Gefälle unterhalb von Schwedt mit 1,5 cm pro Kilometer an, was einem Gefälle von 0,015 Promille entspricht.

Nach BUCHHOLZ (2009) wird die Grenzoder noch einmal in fünf Abschnitte mit unterschiedlichem Gefälle unterteilt, wie Abb. 3.3 zeigt. Die mittlere Wasserspiegelneigung variiert dabei zwischen 0,00028 und 0,00006. Am Pegel Hohensaaten-Finow (Strom-km 664,9) beträgt die mittlere Wasserspiegelneigung 0,00015.

- Den I. Abschnitt, Od-km 542,4 - 584,1 (Mündung der Lausitzer Neiße-Brücke in Słubice /F/
- Den II. Abschnitt, Od-km 584,1 - 615,1 (Eisenbahnbrücke in Kostrzyn /Küstrin),
- Den III. Abschnitt, Od-km 620,0 - 645,3 (unterhalb der Warte bis Gozdowice / Güstebiese),
- Den IV. Abschnitt, Od-km 645,3 - 680,0 (Profil der Ortschaft Piasek / Peetzig),
- Den V. Abschnitt, Od-km 680,0 - 701,8 (Pegel Widuchowa / Fiddichow).

Man legte überdies zwei „Sonderabschnitte“ fest:

- Den Wasserknoten Oder - Warte (Od-km 615,1 ÷ 620,0),
- Den Wasserknoten Widuchowa (Od-km 701,8 ÷ 707,0).

Tab. Geometrische Parameter der Grenzoderabschnitte

Absch-Nr.	Km der WaStr	Mittlere Wasserspiegelneig.	Flussbettbreit. von - bis [m]	Abstand der Streichlinien von - bis [m]
I	542,4 ÷ 584,1	0,00028	164 ÷ 238	95 ÷ 130
II	584,1 ÷ 617,6	0,00026	158 ÷ 226	95 ÷ 140
III	617,6 ÷ 645,3	0,00017	196 ÷ 281	150 ÷ 210
IV	645,3 ÷ 680,0	0,00015	197 ÷ 278	160 ÷ 220
V	680,0 ÷ 695,0	0,00006	180 ÷ 251	160 ÷ 200

Abb. 3.3 Hydrographische Bedingungen an der Grenzoder (BUCHHOLZ, 2009)

In diesem Zusammenhang spielt die Hydromorphologie eine große Rolle. Sie beschäftigt sich u.a. mit der Struktur und Dynamik von Fließgewässern. Sie untersucht die Auswirkungen der Abflussdynamik auf die Form des Gewässers und das Sohlen- und Ufersubstrat und deren Variabilität im Längs- und Querprofil. Hierbei stellt das Gefälle eines Flusses eine wichtige Größe dar. In Bezug auf das Längsprofil der Oder ergeben sich für den Oberlauf durch die höhere Geschwindigkeit des Flusses hauptsächlich Tiefenerosionen. Im Bereich der staugeregelten Oder lagern sich das Geschiebe und die Sedimente wieder ab. Unterhalb davon bis etwa nach Hohensaaten nimmt der Transport des Geschiebes wieder zu, um dann an der unteren Oder durch das geringe Gefälle von unter 0,018 Promille das Geschiebe und die Sedimente wieder abzusetzen. Das Ganze wird auch als Schleppkraft, also Erosionskraft + Transportkraft, bezeichnet (BEHRENDT & BURGER, 2004).

Im mittleren Lauf der Oder besteht ein vergleichsweise starkes Gefälle. Hier finden durch den sandigen Untergrund und die Schleppkraft größere Geschiebetransporte statt. An diesen Geschiebe- und Schwebeteilchen können sich bei entsprechenden Temperaturen wiederum Eiskristalle anhaften, die dann an die Oberfläche treiben und letztendlich Eisschollen bilden.

Stromabwärts von Hohensaaten, vermindert sich die Fließgeschwindigkeit wieder. Hier setzen sich durch die verminderte Schleppkraft Sedimente ab, die wiederum Eiskristalle an sich binden. Durch die verminderte Fließgeschwindigkeit der Eisschollen ist die Gefahr eines Eisstaus hier besonders groß. Der Abfluss wird im Unterlauf des Flusses zusätzlich durch den Rückstau der Ostsee und des Oderhaffs beeinflusst (FREYDANK, 1986). Nach (MEIER, 1993) werden die Wasserstände der Oder durch Wind von der Ostsee sogar bis in den Raum Peetzig-Hohensaaten (Strom-km 681-665) beeinflusst. Wegen des Gefälleknicks bei Hohensaaten kommt es laut WSA EBERSWALDE (2004) im Streckenabschnitt zwischen Hohensaaten und Schwedt, bzw. (Fiddichow) Widuchowa besonders häufig zu Eisstands- und Eisversetzungserscheinungen. Kann das Eis nicht nach Unterstrom abschwimmen, weil die Oder dort noch mit Treibeis bedeckt ist oder starke Nordostwinde herrschen, kann hierdurch ein Eishochwasser entstehen.

Laut Pressemitteilung des Wasser- und Schifffahrtsamtes Eberswalde vom 3.9.2007 transportiert die Oder zwischen 300.000 und 500.000 t Geschiebe pro Jahr, welches sich, in Abhängigkeit von den Wasserständen, mit einer Geschwindigkeit von ca. 100 m pro Monat talwärts bewegt. Dabei bilden sich am Grund des Flusses Transportkörper (ähnlich Wanderdünen), die in ihren höchsten Erhebungen zu lokalen Untiefen (Sandbänken) führen. An diesen Sandbänken können sich leicht Eisstaus bilden.

Eine weitere wichtige hydromorphologische Größe ist der Abfluss. Er schwankt bei Eisenhüttenstadt (Strom-km 554,1) laut DGJ (1997) zwischen NNQ (Jahresreihen 1921-1997) = $70,4 \text{ m}^3/\text{s}$ am 12.07.1992 und HHQ (Jahresreihen 1921-1997) = $2.530 \text{ m}^3/\text{s}$ am 24.07.1997 und bei Hohensaaten-Finow (Strom-km 664,9) zwischen $111 \text{ m}^3/\text{s}$ (NNQ Sept. 1921) und $3.475 \text{ m}^3/\text{s}$ (HHQ Apr. 1888). Der mittlere Durchfluss (Jahresreihen 1921-1997) betrug in Eisenhüttenstadt $305 \text{ m}^3/\text{s}$ und in Hohensaaten-Finow $521 \text{ m}^3/\text{s}$ (DGJ, 1997).

Diese niedrigen Abflüsse sind bedingt durch den geringen durchschnittlichen Niederschlag von 400 bis 550 mm im Bereich der mittleren und unteren Oder (MEIER, 1993).

Meteorologisch liegt die Oder nach UHLEMANN (1999) zwischen maritimen und Kontinental-klima. Im kältesten Monat Januar beträgt die durchschnittliche Lufttemperatur im Mittel $-1,2^\circ\text{C}$ an der Station Angermünde im Zeitraum 1961-1990. Die Niederschläge bewegen sich, vom Mittelgebirge abgesehen, zwischen 500 und 600 mm, unterhalb der Einmündung der Lausitzer Neiße auch unter 500 mm. Man unterscheidet an der Oder zwei Formen von Hochwassern. Das Sommerhochwasser wird gekennzeichnet durch hohe Niederschläge hauptsächlich im Quellgebiet der Oder. Im Sommer 1997 wurden dieses durch die sogenannte Vb - Wetterlage ausgelöst, bei der sich über dem warmen Mittelmeer vollgesogene Wolken im Quellgebiet der oberen Oder und ihrer Nebenflüsse ausregneten.

Im Winter bzw. Frühjahr werden Hochwasser durch Schneeschmelze, oft verbunden mit Regen oder/und durch Eisstand ausgelöst. Bei Letzterem führt aus dem Osten

heranströmende kalte Festlandsluft zu häufigen und lang anhaltenden Vereisungsperioden (RÖTTGER, 2006).

3.2 Das Stromgebiet der Elbe

Die Elbe hat eine Stromlänge von 1094 km. Sie unterteilt sich in „obere Elbe“ von der Quelle bis Strom-km 96,0, in „mittlere Elbe“ oder „Mittelbe“ im weiteren Verlauf bis Strom-km 585,9 (Schleuse Geesthacht) und in die „untere Elbe“ bis zur Mündung. (Anm.: Die Kilometrierung beginnt erst an der deutsch-tschechischen Grenze mit km 0,0).

Sie hat ein Einzugsgebiet von 148.268 km², wobei 1 % zu Österreich und Polen, etwa 1/3 zur Tschechischen Republik und 2/3 zu Deutschland zählen (BELZ et al., 2006).

Die hydrologisch-morphologischen Parameter der Elbe sind der Tab. 3.1 zu entnehmen:

Tab. 3.1 Hydrologisch-morphologische Charakterisierung der deutschen Binnenelbe (BAW, 2003)

Elbabschnitt El-km von ... bis	Oberelbe		Mittelbe	
	Oberlauf 0 – 121,8	Übergang 120,8 – 198,5	obere Mittelbe 198,5 – 438,0	untere Mittelbe 438,0 – 586
Stromtal	Enge Gebirgstrecke (Breite 200 m bis 4 km)	Urstromtal (Breite bis 25 km); ohne Regelung Mä- anderbildung des Flusses	Urstromtal (Breite bis 25 km); ohne Regelung Mä- anderbildung des Flusses	Urstromtal (Breite bis 10 km); ohne Regelung Stromspaltung und Lauf- verlegung
Bedeutende Zuflüsse	Keine	Schwarze Elster (km 198,5)	Mulde (km 259,5), Saale (km 290,7) Havel (km 422,7)	Aland (km 474,7), Jeetzel (km 522,5), Löcknitz (km 504)
Q_{GW}	128 m³/s	135 m³/s	135 – 233 m³/s	290 m³/s
MQ 1981/90	Dresden (km 55,6) 347 m³/s	Torgau (km 154,6) 355 m³/s	Magd.-Strombr.(km 326,6) 592 m³/s	Neu Darchau (km 536,4) 735 m³/s
MHQ 1981/90	1398 m³/s	1360 m³/s	2031 m³/s	2090 m³/s
Gefälle bei MQ [cm pro km]	im Mittel: 26	im Mittel: 23,5	im Mittel: 20	im Mittel: 13
Feststoff- transport	abgepflast. Sohle, Geschiebedefizit ohne Erosion	Geschiebedefizit: Sohlerosion km 120- 230	Geschiebetransport bereits bei geringen Durchflüssen	ständiger Geschiebe- transport, starke Trans- portkörperbildung
MW-Ausbau	Parallelwerke	Buhnen und Deckwerke	Buhnen und Deckwerke	Buhnen und Deckwerke
Streichlinien- breite bei MW	115 m – 161,5 m	100 m	110 m – 170 m	196 m – 215 m (250 m in „Reststrecke“)

Aus der Tab. 3.1 ist auch das durchschnittliche Gefälle bei einem mittleren Abfluss zu entnehmen. Danach betrug das Gefälle am Pegel Neu-Darchau bei einem mittleren Abfluss im Zeitraum 1981/90 im Mittel 0,13 Promille. Nach IKSE (2005) ist auf der Strecke von Wittenberge bis Neu-Darchau ebenfalls ein Gefälle von 0,13 Promille und von Neu-Darchau bis zum Wehr Geesthacht 0,12 Promille vorhanden. Hier ist weder die Zeitreihe noch der Durchfluss genannt.

Während die Oder stromabwärts von Hohensaaten ein Gefälle von unter 0,018 Promille hat, weist die Elbe ab Magdeburg bis zur Staustufe Geesthacht ein Gefälle von 0,18 bis 0,12 Promille auf (WIRTZ, 2004).

Detailliertere Gefälleangaben und Fließgeschwindigkeiten der einzelnen Stromabschnitte zeigt Tab.3.2.

Tab. 3.2 Mittleres Gefälle und Fließgeschwindigkeiten der einzelnen Elbabschnitte (WIRTZ, 2004) und IKSE (2005)

Flussabschnitt	EI-km	Flussabschnitts-Länge (km)	Mittleres Gefälle (‰)	Fließgeschwindigkeiten ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)		
				MNW	MW	MHW
Moldaumündung – Usti nad Labem	109,3 – 38,7	70,6	0,30	1,15	1,63	1,96
Usti nad Labem – Staatsgrenze	38,7 – 0,0	38,7	0,35	1,07	1,54	2,68
Staatsgrenze – Dresden	0,0 – 55,6	55,6	0,26	0,96	1,10	1,19
Dresden – Torgau	55,6 – 154,6	99,0	0,25	0,76	1,05	1,44
Torgau – Wittenberg	154,6 – 214,1	59,5	0,23	0,66	0,91	1,37
Wittenberg – Barby	214,1 – 295,5	81,4	0,21	0,75	0,8	1,25
Barby – Magdeburg	295,5 – 326,6	31,1	0,22	0,61	1,07	1,44
Magdeburg – Tangermünde	326,6 – 388,2	61,6	0,18	0,61	0,85	1,43
Tangermünde – Wittenberge	388,2 – 454,8	66,6	0,14	0,61	0,77	1,32
Wittenberge – Neu-Darchau	454,8 – 536,4	81,6	0,13	0,68	0,75	1,33
Neu-Darchau – Geesthacht	536,4 – 585,9	49,5	0,12	0,5	0,55	1,05

Im Einzugsgebiet der Elbe liegen ca. 38 % der Gesamtfläche unter 100 m über NN und weitere 12 % zwischen 100 und 200 m über NN. Damit ist die Hälfte des Einzugsgebietes dem Flachland zuzuordnen (IKSE, 2005).

Der mittlere Abfluss im Einzugsgebiet der Elbe auf dem Territorium der Tschechischen Republik (51394 km^2) beträgt im langjährigen Mittel (1931 – 2000) $311 \text{ m}^3/\text{s}$ und erhöht sich bis zur Mündung auf $861 \text{ m}^3/\text{s}$ (IKSE, 2005).

Die Elbe zählt auf Grund ihrer Durchflussparameter und ihrer Regimekennziffern zu den Flüssen des Regen-Schnee-Typs (GRÜNEWALD, 2005). Das Abflussverhalten wird wesentlich durch Schneespeicherung und Schneeschmelze beeinflusst, wobei Winterhochwasser hauptsächlich durch Schneeschmelze bis in die Kammlagen der Mittelgebirge in Verbindung mit ergiebigem großflächigem Regen entstehen. Über 80 % (Pegel Dresden 80 % und Pegel Barby 88 %) der Hochwasser über HQ_2 (Hochwasser mit einer Jährlichkeit von 2 Jahren)

traten im Zeitraum Dezember bis April auf, wobei die Häufigkeit im März (über 30% aller Hochwasserereignisse) am größten war (SIMON, 2004).

Diese Aussagen decken sich mit denen von KAHNT et al. (1996), welche die Hochwasser der Jahre 1836 bis 1892 u.a. für die Oder und die Elbe aufgelistet haben, ohne Angaben von Pegelstandorten. Danach erfolgten im Winterhalbjahr 82 % der Hochwasser an der Elbe. Erstaunlich dabei ist, dass sich an der Oder ein ganz anderes Bild ergibt. Dort liefen 54 % der Hochwasser im Winterhalbjahr und 46 % im Sommerhalbjahr ab.

Die Hydromorphologie der Elbe begünstigt, wie die der Oder, die Entstehung von Eishochwassern. Oberstrom der Staustufe Geesthacht besteht noch ein geringes Gefälle von 0,12 bis 0,18 Promille und dadurch eine verminderte Fließgeschwindigkeit. Es kann an der Elbe oberhalb der Staustufe Geesthacht bei geringer Wasserführung unter $400 \text{ m}^3/\text{s}$ und starkem Frost leicht zu Eisständen kommen. Unterhalb der Staustufe Geesthacht ist der Einfluss der Tide bemerkbar. Für die Eisbildung ist das insofern von Bedeutung, dass zu Tal treibende Eisschollen durch die Flut wieder stromauf geschoben werden. Hier können sich dann leicht größere Eisbarrieren bilden.

4 Entstehung von Eishochwassern

4.1 Ursachen von Hochwasser

Es gibt eine Vielzahl von Ursachen für Sommer- und Winterhochwasser, über die Tab. 4.1 einen Überblick vermitteln soll.

Tab. 4.1 Ursachen von Hochwasserereignissen (DEUTSCH & PÖRTGE (2000), modifiziert)

Ursachen von Hochwasserkatastrophen

Natürliche Ursachen

Der Mensch als Hochwasserfaktor

Hydrometeorologische Parameter

- Niederschlag
(Menge, Dauer, Intensität)
- Schneeschmelze
- Eisversetzung
- Sturmflut

Gewässerausbau

- Veränderung von Querschnitt,
Längsgefälle, Bettauhigkeit
- Flussbegradigung
- Entzug von Überschwemmungsflächen
- Gewässerverlegung

Gebietsparameter

- Einzugsgebiet
(Größe, Form, Gefälle)
- Topographie, Relief,
Hydrogeologie
- Pflanzenbedeckung

Reduzierung des Niederschlagsrückhaltes im Einzugsgebiet

- Bodenversiegelung
- intensive Land- und Forstwirtschaft
- Waldschäden
- Nutzungsänderungen

Gewässerparameter

- Flussnetz, -dichte, -länge, -gefälle
- Flussbettgeometrie

Die Eisversetzung wird als eine mögliche Ursache von einem Hochwasser genannt. Wie im Kapitel 2.2 bereits angeführt, ist nach DIN 4049-3 (1994) ein Eishochwasser ein Hochwasser, das durch das Zusammentreffen von hohen Durchflüssen und Durchflussbehinderungen durch Eis (z.B. Eisversetzung) entsteht.

Im Winter, wenn die Eishochwasser entstehen, findet aufgrund der kühleren Witterung nur noch eine geringe Verdunstung statt. Die Wasseraufnahme durch die Vegetation (abgeerntete Felder, Bäume ohne Laub) und die Versickerung (gefrorener Boden) sind ebenfalls gering (ROTHER, 2001).

Hier könnte theoretisch fast der gesamte Niederschlag abflusswirksam werden (MANIAK, 2005).

Angaben zur Stärke des Frostes, also die Frosteindringtiefe, werden z.B. durch den Deutschen Wetterdienst (DWD) ermittelt. Abb. 4.1 zeigt die Frosteindringtiefe in einigen Bundesländern im Winter 2005/06

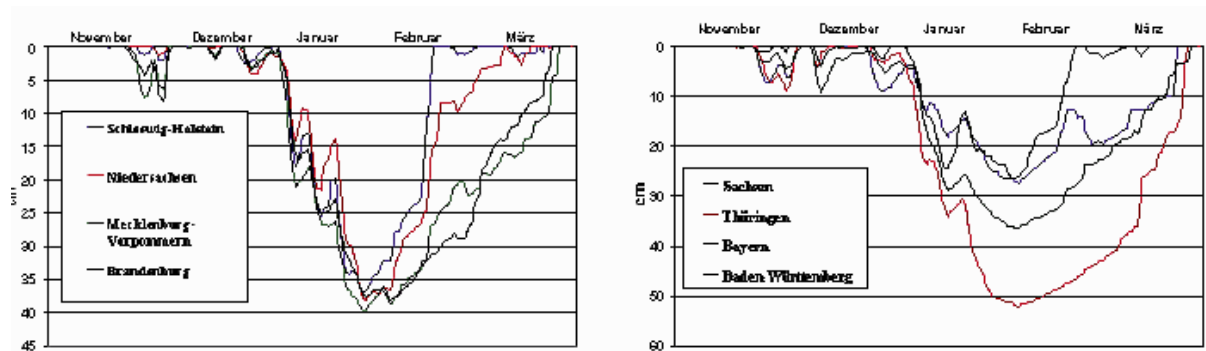


Abb. 4.1 Frosteindringtiefe bei unbewachsenem Boden im Winter 2005/06 (DWD, 2006)

Auf beiden Abbildungen sind diejenigen Bundesländer zu sehen, durch welche die Flüsse Elbe und Oder in Deutschland hauptsächlich fließen. Es sind dabei Frosteindringtiefen von bis zu 35 bis 40 cm im Januar/Februar 2006 zu sehen. Die Frosteindringtiefe mit Bestand (also Bewuchs) ist nur ca. 10 cm geringer (DWD, 2006).

Ein Beispiel für die Frosteindringtiefe in den Boden im Land Brandenburg ist die Wetterstation Manschnow im Oderbruch. Hier herrschte am Samstag, dem 10.1.2009, eine Frosteindringtiefe in den Boden von 15 cm nach DWD (2009). Zu diesem Zeitpunkt herrschten auf der Grenzoder sowohl Eistreiben als auch bereits ein Eisstand von ca. 80 km Länge laut Elektronischem Wasserstraßen-Informationssystem ELWIS (2009a). Inwiefern gefrorene Böden und Eisbedeckungen für die Bildung von Eishochwassern relevant sind, wird näher in Kapitel 4.3 erörtert.

4.2 Klimatisch-meteorologische Voraussetzungen bei der Bildung von Eishochwassern

In diesem Kapitel werden anhand von Klima, Wetter und Witterung zunächst die allgemeinen klimatischen Voraussetzungen von Eishochwassern erläutert und Eisstatistiken dargestellt. Es wird untersucht, wie häufig welche Großwetterlagen vor Eisständen auf den Flüssen Elbe und Oder auftraten und ob Eisstände anhand von NAO-Indizes vorauszusagen sind. Das würde dazu beitragen, schon früh Informationen darüber zu bekommen, ob sich aus diesen Eisständen möglicherweise eine Eisversetzung mit nachfolgendem Eishochwasser entwickeln könnte.

Dazu werden zunächst die Großwetterlagen beschrieben und anschließend anhand von Statistiken diejenigen Großwetterlagen ermittelt, die für Eisstände auf Flüssen „verantwortlich“ sind, bzw. in der Vergangenheit für die Eisbildung bestimmend waren. Zweck der Analyse von Großwetterlagen ist dabei die Erfassung ähnlicher Wetterabläufe, welche systematisiert wurden. Die Systematisierung der Großwetterlagen ist notwendig für die Wettervorhersage sowie für die Klimatologie. Das Ziel der Großwetterlagenklassifikation ist das Finden gemeinsamer Grundzüge in den einzelnen Wetterabläufen, um eine Darstellung der typischen Folgen von Wetterereignissen zu ermöglichen.

4.2.1 Allgemeine Begriffsbestimmungen

Vielfach werden die Begriffe „Klima“, „Witterung“ und „Wetter“ in einem Atemzug genannt, ohne sich deren Bedeutung klar zu sein.

Das Klima ist definiert als die Zusammenfassung der Wettererscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort oder in einem mehr oder weniger großen Gebiet charakterisieren. Es wird repräsentiert durch die statistischen Gesamteigenschaften wie Mittelwerte, Extremwerte, Häufigkeiten u.a. über einen genügend langen Zeitraum. Im Allgemeinen wird ein Zeitraum von 30 Jahren als Referenzperiode zugrunde gelegt (HUPFER & KUTTLER, 2006). Das Klima ist also der langfristige Aspekt des Wetters (HELBIG et al., 1999).

Als Witterung wird der allgemeine, durchschnittliche oder auch vorherrschende Charakter des Wetterablaufs eines bestimmten Zeitraums (von einigen Tagen bis zu ganzen Jahreszeiten) bezeichnet. Bei der Witterung ist der berücksichtigte Zeitraum im Gegensatz zum Klima wesentlich kürzer. Die Witterung geht mit charakteristischen Abfolgen von Großwetterlagen einher (HUPFER & KUTTLER, 2006), wobei als Witterung die Abfolge von Wettersituationen über einen Zeitraum von mehreren Tagen bis Wochen bezeichnet wird.

Das Wetter ist der augenblickliche Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt oder auch in einem Zeitraum an einem bestimmten Ort oder in einem Gebiet, wie er durch die meteorologischen Elemente Luftdruck, Lufttemperatur, Wind, Bewölkung, Niederschlag und Strahlung und ihr Zusammenwirken gekennzeichnet ist. Das Wettergeschehen spielt sich dabei überwiegend in der unteren Atmosphäre (Troposphäre) ab, und das Wetter kann sich mehrmals täglich ändern (HELBIG et al., 1999).

Klimaelemente sind die mess- und beobachtbaren Elemente des Wetters, die für die klimatologische Bearbeitung herangezogen werden. Die wichtigsten Klimaelemente sind Bewölkung, Luftdruck, Luftfeuchte, Lufttemperatur, Niederschlag, Sichtweite, Sonnenscheindauer, Strahlung und Wind (HUPFER & KUTTLER, 2006).

4.2.2 Klimatische Voraussetzungen von Eishochwassern einschließlich Eisstatistiken

In diesem Kapitel werden Erläuterungen und Statistiken für die Elbe und die Oder zur Häufigkeit von Eishochwassern in der Vergangenheit aufgeführt.

Die Elbe unterliegt im Ober- und Mittellauf dem Einfluss des osteuropäischen Kontinentalklimas. So werden an der Elbe durchschnittlich 20 Eistage pro Jahr registriert, im Gegensatz zu anderen Strömen Deutschlands mit im Mittel weniger als 10 Eistagen pro Jahr (GARBRECHT, 1982).

Tab. 4.2 zeigt in einem Zeitraum von 1830 bis 2000 die Anzahl der Winter/Tage mit Eisgang und Eisstand für die Städte Dresden und Magdeburg. Charakteristisch für den größten Teil der Elbe ist es, dass die Eisbildung mit Treibeis einsetzt und bei anhaltendem Frost von der unteren Elbe her flussaufwärts wächst. Daher sind in Magdeburg mehr Tage mit Eisstand, bzw. Treibeis zu verzeichnen als in Dresden.

Zum Ende des 20. Jahrhunderts sind die Winter und die Tage mit Treibeis, bzw. Eisstand weniger geworden.

Tab. 4.2 Eisstände auf der Elbe und ihre Dauer (GOHLISCH et al., 2005)

Zeitraum	Pegel				
	Dresden		Magdeburg		
	Winter/Dekade (Anzahl)	Eisstand (Tage)	Winter/Dekade (Anzahl)	Eisstand (Tage)	Treiberis bzw. Eisgang (Tage)
1830/31 – 1839/40	2	91	9	258	232
1840/41 – 1849/50	3	126	8	428	150
1850/51 – 1859/60	-	-	6	206	261
1860/61 – 1869/70	1	21	7	199	200
1870/71 – 1879/80	-	-	2	86	311
1880/81 – 1889/90	-	-	4	49	169
1890/91 – 1899/00	2	46	6	140	261
1900/01 – 1909/10	3	46	2	60	249
1910/11 – 1919/20	1	26	1	32	216
1920/21 – 1929/30	1	26	3	119	132
1930/31 – 1939/40	1	37	5	51	136
1940/41 – 1949/50	2	40	4	109	146
1950/51 – 1959/60	1	31	3	27	71
1960/61 – 1969/70	1	35	1	(12)	65
1970/71 – 1979/80	-	-	-	-	47
1980/81 – 1989/90	-	-	-	-	73
1990/91 – 1999/00	-	-	2	29	64

Tabelle 11: Anzahl der Winter mit geschlossener Eisdecke auf der Elbe und zugehörige Tage des Eisstandes an den Pegeln Dresden und Magdeburg für den Zeitraum 1830 – 2000 und Tage mit Treibeis bzw. Eisgang in den vorgegebenen Zeiträumen am Pegel Magdeburg

In Tab. 4.2 wurden dekadenweise die Tage mit Eisstand, bzw. Treibeis angegeben. Von SCHWALBE (1927) wurden dabei in einer Periode von 1900/01 bis 1916/17 die mittlere Zahl von Tagen mit Eis auf der Elbe mit 33,3 und von Eisstand mit 18,3 Tagen angegeben, wobei die längste Periode der Tage mit Eisstand 88 Tage betrug. Der Eisstand zeigte sich dabei frühestens am 15.11. eines Winters und der letzte Eisstand am 25.3. eines Winters.

Die Eiserscheinungen an der Elbe sind bis auf kleine Abweichungen denen der Oder ähnlich. Insgesamt gibt es an der Elbe geringfügig weniger Tage mit Eiserscheinungen, das Eis bildet sich später und ist früher wieder verschwunden. Das dürfte daran liegen, dass die Oder weiter ostwärts liegt und dort das Klima noch kontinentaler geprägt ist als an der Elbe.

Aus einer Veröffentlichung von HAHN (1952) geht hervor, dass in dem Zeitraum 1926 bis 1940 die ersten Eiserscheinungen am 22.11. am Pegel Wittenberge auftraten. Der früheste Eisstand wurde am 11.12. verzeichnet. Das letzte Eis verschwand dort am 24.3. Nach der Auswertung von THIELEMANN (1907) für den Zeitraum von 1853 bis 1902 geht hervor, dass das erste Eis 1876 und 1888 am 13.11. des jeweiligen Jahres in Magdeburg auftrat.

Das Stromgebiet der Oder befindet sich meteorologisch gesehen in der gemäßigten Westwindzone auf der Grenze zwischen dem atlantischen maritimen und dem kontinentalen Klima, zeigt jedoch im östlichen und südöstlichen Brandenburg, also an der Oder von Eisenhüttenstadt bis Schwedt, einen merklichen kontinentalen Einfluss. Dabei bewegen sich die Niederschlagsmengen zwischen den Kammlagen der Mittelgebirge mit 1000-1400 mm Jahresniederschlagssumme und 500-700 mm im mittleren Odereinzugsgebiet. Im Bereich von der Einmündung der Lausitzer Neiße bis fast zur Mündung der Oder beträgt der Niederschlag weniger als 500 mm im Jahr (HENDL, 1969).

Die der Oder am nächsten gelegene Wetterstation des Deutschen Wetterdienstes befindet sich in Angermünde, ca. 20 km westlich von Schwedt. Sie kann grundsätzlich als repräsentativ für das Wetter, zumindest im Bereich der unteren Oder, bezeichnet werden. In Angermünde betrug die mittlere Temperatur im Januar $-1,2^{\circ}\text{C}$ (1961 – 1990) und im Februar $-0,3^{\circ}\text{C}$ (1961-1990).

Im Gegensatz dazu herrschen in Köln im Januar Monatsmitteltemperaturen von $+1,7^{\circ}\text{C}$ und im Februar von $+2,3^{\circ}\text{C}$.

Daraus ist ersichtlich, dass es im Bereich der Oder im Winter eher zu starken Vereisungserscheinungen kommen kann, wie sie in weiter westlich gelegenen Strömen Europas nicht zu finden sind. So wurden bei Hohensaaten-Finow im Durchschnitt der Winter 1900-1990 an 44,1 Tagen eine Eisbedeckung gezählt, davon 30,6 Tage mit Eisstand (UHLEMANN, 1999). Nach ODERSTROM (1896) hatte Brieg (Brzeg) von 1836 bis 1892 im Durchschnitt 36 Tage mit Eisstand.

Wie bereits kurz angeführt, bildet sich in der Regel vom Stettiner Haff, bzw. vom Dammschen See (Jezioro Dabie) her eine Eisdecke durch aneinander gefrorene Treibeisschollen. Dieser sogenannte Eisstand breitet sich dann flussaufwärts aus. Nach den statistischen Auswertungen der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Ost in Magdeburg (zuständig für

die Oder) aus dem Jahre 1992 reichte der Eisstand in den letzten 100 Jahren etwa jedes zweite Jahr bis zur Mündung der Lausitzer Neiße bei Ratzdorf (JUNGER, 2003).

Eine genaue Eisstatistik stellte FREYDANK (1986) auf, in dem er die Eisverhältnisse der Oder für die Winter von 1900/1901 bis 1970/1971, außer 1944/1945, also 70 Jahre für die Pegel Eisenhüttenstadt/Fürstenberg (Strom-km 554,1), Frankfurt (Strom-km 584,0) und Hohensaaten (Strom-km 664,9) auswertete. In der Tab. 4.3 sind auszugsweise die Eisverhältnisse der Winter 1900/01 bis 1926/27 mit der Dauer der gesamten Eisperiode, der Zahl der Tage mit Eisstand und die mit Eistreiben dargestellt. In diesem Zeitraum befanden sich auch die frühesten und die spätesten Eiserscheinungen bis zum heutigen Zeitpunkt. Eine Fortführung der Eisstatistik bis Winter 2004/05 erfolgte in CARSTENSEN (2008).

Tab. 4.3 Eiserscheinungen am Pegel Hohensaaten von 1900/01 bis 1926/27 (Ausschnitte)
(FREYDANK, 1986)

	1	XI 10 20	XII 10 20	I 10 20	II 10 20	III 10 20	2	3	4
1900 / 01				13		8 19	68	65	3
1901 / 02			17 23		7 18 25		35	11	24
1902 / 03		19 29		4 5 7 15 18 31	2 11 19		70	60	10
1903 / 04	●		8 11 28	4 11 15 18 31	12 20 22 6 9		57	40	17
1904 / 05			21 27	1 2 6 7 11 14 18 24 27	13 19 21 23		38	19	19
1905 / 06				1 4 5 7 9 11 14 24 27	12		14	3	11
1906 / 07			16 22	15 21 22		3 7	77	66	11
1907 / 08	●	25 26	28 30 31 2		12 13 15 16		52	44	8
1908 / 09		11 13 15 17 21	10 22 25 28			23 28	117	87	30
1909 / 10		25 29	17 25	25 26 29			22	8	14
1910 / 11			6 7 11	6 15	7 8 15		21	8	13
1911 / 12	●			8 11		25 2	55	46	9
1912 / 13				12 15	7 8 18 21 24 27		38	28	10
1913 / 14				23 10 15	13 14		38	30	8
1914 / 15		27		11 25 28	5 17	9 11	30	13	17
1915 / 16	●	28 3	23 25		2 6 22 29		22	0	22
1916 / 17				14 23		27 29	77	64	13
1917 / 18			28 24		3 17 22		52	42	10
1918 / 19				27 1	22 25		30	22	8
1919 / 20	●	10 18 23 24	12 13 17 21 27	5 11 13 29 31			43	13	30
1920 / 21		2 8 24	3 9 12 21 27		9 12		43	19	24
1921 / 22		27 29	28 29	9 16 17 19		1 5	82	68	14
1922 / 23				21	19 20		9	0	9
1923 / 24	●		23 24			29	88	85	3
1924 / 25			14 28	22 24			10	3	7
1925 / 26			3 27 30	13 16	1		48	42	- 6
1926 / 27			24 27		22 23		6	0	6

1 Schaltjahr ● 2 Dauer der Eisperiode 3 Dauer des Eisstandes 4 Dauer des Treibeises (Treiben u. Abgang)

Treibeis Eisstand

Aus der Tab. 4.3 und aus weiteren Ausführungen von FREYDANK (1986) lassen sich für die Oder folgende Aussagen machen:

- Das erste Treibeis kann schon in den ersten Novembertagen entstehen.
- Die Bildung des ersten Eisstandes setzt in Hohensaaten früher ein als in den anderen Bereichen.
- Spätestens bis 1. April ist das Eis wieder verschwunden.
- Die mittlere Dauer der Perioden der gesamten Eiserscheinungen ist in Hohensaaten im Mittel 8 Tage länger als in Frankfurt und 10 Tage länger als in Eisenhüttenstadt.
- Es ist in fast jedem Jahr mit Eiserscheinungen zu rechnen.
- In Hohensaaten ist in der Periode von 1900-1970/71 in 90 % der Jahre mit einer Eisdecke zu rechnen, während in Frankfurt in 54 % und in Eisenhüttenstadt in 50 % der Jahre damit zu rechnen ist.
- Der sogenannte „Eisstandskennwert“ stellt das Verhältnis der Tage mit Eisstand zu den Tagen mit Eis (Tage mit Eisstand + Treibeis) dar und charakterisiert die morphologischen Bedingungen des Flussbettes, bzw. das „Eisabführvermögen“ der einzelnen Flussstrecken.

Aus der nachfolgenden Tab. 4.4 ergibt sich dabei für Hohensaaten ein prozentualer Anteil von 71 %; d.h. an 71 % der Tage mit Eiserscheinungen herrscht auch Eisstand, während in Frankfurt nur an 48 % und in Eisenhüttenstadt nur an 44 % der Tage mit Eiserscheinungen Eisstand herrscht.

Tab. 4.4 Kenngrößen zur Charakterisierung der Eisverhältnisse der Oder (FREYDANK, 1986)

	Hohensaaten	Frankfurt	Eisenhüttenstadt
a) Frühester Termin des Eintritts von Eis	2. 11. (1920)	2. 11. (1920)	11. 11. (1908)
b) Frühester Termin des Eintritts von Eisstand	17. 11. (1908)	3. 12. (1902/21)	5. 12. (1902)
c) Spätester Termin des Eisaufbruchs	29. 3. (1942)	21. 3. (1929)	20. 3. (1929/47)
d) Spätester Termin des Eisabganges	30. 3. (1942)	28. 3. (1909/42)	27. 3. (1909/42)
e) Die den extremen Zeitpunkten entsprechende längstmögliche und tatsächlich beobachtete Periode der Eiserscheinungen insgesamt	149/117	147/120	147/100
f) Die den extremen Zeitpunkten entsprechende längstmögliche und tatsächlich beobachtete Periode des Eisstandes	133/94	109/99	106/91
g) Mittelwerte und Standardabweichung der Perioden mit Eiserscheinungen (insgesamt)	47 ± 28	39 ± 27	37 ± 26
h) Mittelwerte und Standardabweichung der Perioden mit Eisstand	34 ± 29	19 ± 25	16 ± 24
i) Mittelwerte und Standardabweichung der Perioden mit Eistreiben	14 ± 6	21 ± 10	21 ± 12
j) Prozentualer Anteil der Jahre, in denen Eis auftrat	100 %	100 %	100 %
k) Prozentualer Anteil der Jahre, in denen eine Eisdecke entstand	90 %	54,3 %	50 %
l) „Eisstandskennwert“ = $\frac{\Sigma \text{Tage mit Eisstand}}{\Sigma \text{Tage mit Eis}} \cdot 100\%$	71 %	48 %	44 %

Abb. 4.2 zeigt noch einmal graphisch die relative Häufigkeit und die Wahrscheinlichkeiten des ersten Erscheinens von Eis, der ersten Eistaubildung, des endgültigen Aufbruchs der Eisdecke und des endgültigen Eisabgangs.

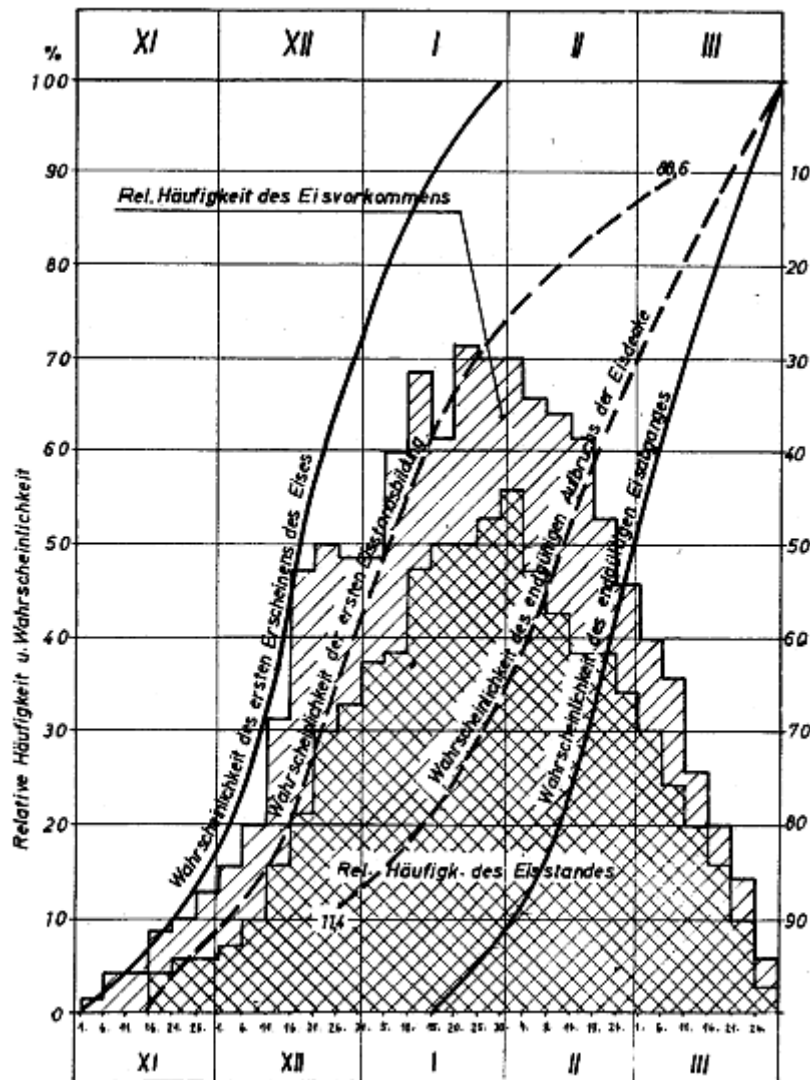


Abb. 4.2 Relative Häufigkeit und Wahrscheinlichkeit von Eiserscheinungen am Pegel Hohensaaten (FREYDANK, 1986)

Die folgende Tab. 4.5 zeigt die Tage mit Treibeis und Eisstand, also die Dauer der Vereisung, in den jeweiligen Wintern, allerdings beschränkt auf die Minimum-, Mittel- und Maximalwerte. Sie wurde der Publikation „250 Jahre Staatlicher Wasserbau in Eberswalde“ entnommen. In ihr sind bereits die Werte der Vereisungen bis zum Winter 1990/91 enthalten.

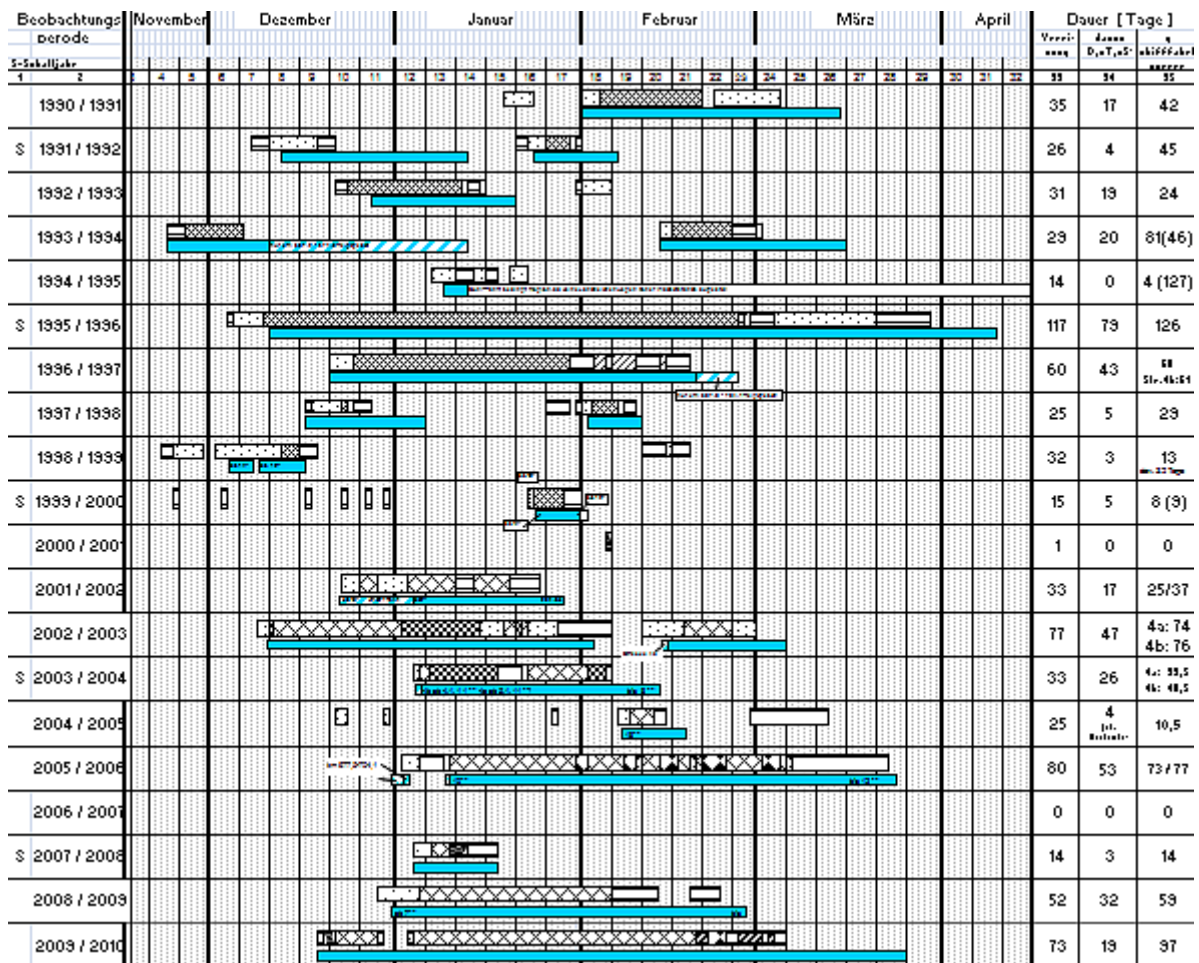
Tab. 4.5 Dauer der Eiserscheinungen auf der Oder (MEYER, 1993)

Art der Vereisung	Statistischer Kennwert	Dauer der Vereisung (d) bei			
		Hobensaaten km 664,9		Eisenhüttenstadt km 554,1	
		1971/72 - 1990/91		1900/01 - 1970/71 ²³	
Treibeis	Minimum	0	1974/75; 88/89	6	1926/27
Eisstand	Mittelwert	32,5		47,3	
Eisgang	Maximum	75	1986/87	117	1908/09
	Sx ²³	23,8		28,2	
					7
					1966/67
					37,1
					100
					1908/09; 1946/47
					25,8
Eisstand	Minimum	0	7 x	0	7 x
	Mittelwert	19,8		33,6	
	Maximum	56	1984/85	99	1946/47
	Sx ²³	18,8		28,7	
					0
					16,5
					91
					1946/47
					23,5
					35 x

Hieraus ist ersichtlich, dass es nach 1970 (FREYDANK, 1986) ebenfalls strenge Winter mit Eisstand gab, nämlich die Winter 1984/85 und 1986/87 mit jeweils 56, bzw. 75 Tagen Eisstand oder Treibeis.

Die Statistiken von Freydank wurden durch das Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde bis heute weitergeführt. Als Beispiel sei die Tab. 4.6 angeführt, welche die Vereisungen von 1991/92 bis 2009/10 zeigt.

Tab. 4.6 Vereisungen der Oder von 1990/91 bis 2009/10 im Bereich Hohensaaten (WSA EBERSWALDE, unveröffentlicht)



LEGENDE *

g...Schiffahrtssperre	V,P,Z...Packs, Zusammenschiebung, Eisversetzung
g...Schiffahrt bedingt möglich	R+S...Randeis mit Scholleneis
T...Treibeis	R+T...Randeis mit Treibeis
D,T,eS...Eisdecke, Eissta nd, Scholleneisdecke	Eg... Eisgang
R...Randeis	S ...Scholleneis

Gegenüber den Ausführungen von FREYDANK (1986) lassen sich bezüglich der ersten und letzten Eiserscheinungen keine Änderungen erkennen. Nach wie vor begann der erste Eisstand am 17. November, während der letzte Eisstand am 30. März endete. Im Winter 1995/96 gab es Eiserscheinungen über eine Dauer von 117 Tagen, davon 80 Tage mit Eisstand. Das ist zusammen mit dem Winter 1908/09 die höchste Anzahl an Tagen mit Eiserscheinungen. Auch im Winter 2005/06 hatte die Oder an 80 Tagen Eiserscheinungen, von denen an 53 Tagen Eisstand herrschte.

Die polnische Regionalverwaltung RZGW SZCZECIN (Stettin), die für die gemeinsame Eisaufbruchaktion zuständig ist, veröffentlichte vom Jahre 1990/91 bis zum Jahre 2003/04 eine Tabelle, aus der das Ausmaß (Länge) der Eisdecke hervorgeht (siehe Tab. 4.7).

Tab. 4.7 Eisstand auf der Oder: Reichweite, Länge, Dauer der Aufbruchaktion mit beteiligten Eisbrechern (KREFT & SZCZEPANIK-KREFT, 2009)

LN.	Winter- periode	Reichweite der Eisdecke	Länge [km]	Dauer der Eisaufbruch- aktion (Tage)	Anzahl der Eisbrecher im Einsatz	
					polnische	deutsche
1	2008/2009	576,6-741,6	165	18	7	6
2	2007/2008	688,5-717,3	28,3	3	4	3
3	2006/2007	0	0	0	0	0
4	2005/2006	444,8-741,6	296,8	29	7	7
5	2004/2005	703,3-730,5	27,2	0	0	0
6	2003/2004	615,3-741,6	126,3	16	7	6
7	2002/2003	559,5-741,6	182,1	19	7	7
8	2001/2002	645,4-717,3	71,9	23	8	6
9	2000/2001	0	0	0	0	0
10	1999/2000	673,0-717,3	44,3	6	3	4
11	1998/1999	681,0-717,3	36,3	11	7	0
12	1997/1998	685,0-717,3	32,3	15	7	0
13	1996/1997	411,5-717,3	305,8	35	8	7
14	1995/1996	345,0-717,3	372,3	63	8	6
15	1994/1995	697,0-717,3	20,3	9	4	0
16	1993/1994	661,0-717,3	56,3	30	8	4
17	1992/1993	542,0-717,3	175,3	18	7	4
18	1991/1992	684,0-717,3	33,3	7	6	2
19	1990/1991	522,0-717,3	195,3	27	8	4

Aus der Tabelle geht hervor, dass im Zeitraum von 1990/91 bis 2008/09, bis auf die Winter 2000/01 und 2006/07, in jedem Winter Eisstand herrschte und zwar auf einer Länge zwischen 20,3 km im Winter 1994/95 und 372,3 km im Winter 1995/96. In diesem Winter dauerte die Eisaufbruchaktion allein 63 Tage mit 8 polnischen und 6 deutschen Eisbrechern. Es ist nicht nur aus statistischen Zwecken wichtig zu wissen, wo sich die Eisstandsgrenze befindet. An dieser Stelle kann es durch Eisversetzungen mit teilweisen Abflussblockaden zu erheblichen Wasseranstiegen kommen.

Interessant ist dabei die Tatsache, dass in den Wintern 1990/91 bis 2001/02 die Eisstandsgrenze immer bei Gryfino (Strom-km 717,3) begann. Der Grund dürfte die Einleitung von Kühlwasser des Kraftwerkes „Dolna Odra“ sein, dessen Kühlwasserkanal dort einmündet. Warum in den beiden folgenden Jahren die Eisstandsgrenze bis Szczecin (Stettin) bei Strom-km 741,6 begann ist nicht bekannt. Möglicherweise war das Kraftwerk abgeschaltet. Die Einleitung von Kühlwasser wurde eine Zeit lang von polnischer Seite gezielt für den Eisaufbruch eingesetzt, bzw. sollte das Entstehen einer Eisdecke verhindern (KREFT &

SZCZEPANIK-KREFT, 2009). Nähere Einzelheiten über die Kraftwerksleistung in dieser Zeit, die eingeleitete Kühlwassermenge, die Temperatur der eingeleiteten Kühlwassermenge und die Dauer der Einleitung konnten von den zuständigen polnischen Stellen nicht ermittelt werden. Auf die Bekämpfung von Eisständen durch eingeleitetes Kühlwasser wird näher in Kapitel 6.5 eingegangen.

4.2.3 Großwetterlagen und ihr Einfluss auf die Entstehung von Eisständen

BAUR (1947) bezeichnet als Großwetterlage die mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas, während eines mehrtägigen Zeitraumes, in welchem gewisse Züge aufeinanderfolgender Wetterlagen gleichbleiben, eben jene Züge, welche die Witterung in den einzelnen Teilgebieten des Großraums bedingen. Sie bildet also die physikalische Erklärung der Witterung. Nach FRICKE (2009) bestimmt neben dem Luftdruck auch die Luftzirkulation eine Großwetterlage.

Sollte sich das Klima ändern und damit auch die Häufigkeiten einzelner Großwetterlagen, so sollten sich auch die Vereisungshäufigkeiten von Oder und Elbe ändern.

Von welchen Eigenschaften hängt aber das Klima generell ab?

Das Klima der Nordhalbkugel hängt in hohem Maße von den Zirkulationseigenschaften über dem Nordatlantik ab. Der normale Luftdruck auf Meeresspiegelhöhe beträgt dabei 1013,2 hPa oder 1013,2 mbar (BLÜTHGEN & WEISCHET, 1980). Gebiete mit einem Luftdruck über diesem Wert sind Hochs, die darunter Tiefs. Der Wind ist dabei eine Druckausgleichsströmung zwischen Hoch- und Tiefdruckgebiet. Diese Druckausgleichsströmungen charakterisieren die Wetterlagen.

Die Wetterlagen in Europa werden dabei primär durch Druckgebilde über dem Atlantik, wie etwa Islandtief (hochreichende subpolare Tiefdruckrinne über dem Nordmeer) und Azorenhoch (hochreichendes subtropisches Hochdruckgebiet westlich der Iberischen Halbinsel) gesteuert.

Ausschlaggebend ist dabei die Zirkulationsform, die durch die geographische Lage von nahezu ortsfesten Zyklonen (Tiefdruckgebiete) und Antizyklonen (Hochdruckgebiete) bestimmt wird. Danach wird einmal zwischen zonaler, meridionaler und gemischter Zirkulationsform und zum anderen nach dem Witterungscharakter über Mitteleuropa (zyklonal oder antizyklonal) unterschieden (HUPFER & KUTTLER, 2006).

Bei der zonalen Zirkulationsform ist die Höhenströmung parallel zu den Breitenkreisen angeordnet. Das Subtropenhoch befindet sich in seiner Normallage.

Bei der gemischten Zirkulationsform vereinigen sich die Elemente der zonalen und meridionalen Zirkulation. Das Subtropenhoch ist nach Norden bzw. Nordosten bis etwa 50° nördlicher Breite verschoben.

Bei der meridionalen Zirkulation erfolgt der horizontale Luftmassenaustausch zwischen Gebieten verschiedener geographischer Breiten (GERSTENGARBE & WERNER, 2005).

Das Einteilungsprinzip der Großwetterlagen basiert auf diesen Zirkulationsformen. Baur klassifizierte nach BISSOLLI (1991) bereits 1947 die Großwetterlagen sowohl über die mittlere Druckverteilung am Boden, als auch über die Temperaturverteilung sowie deren Änderung innerhalb verschiedener Zeiträume. Baur und seine Arbeitsgruppe erstellten dabei von 1932 – 1939 Ähnlichkeitsanalysen verschiedener Wetterlagen der Vergangenheit und sogenannte Folgewetterlagen, welche mit statistischen Methoden ausgearbeitet wurden, wobei Eintreffhäufigkeiten von 80 und 90 Prozent erzielt werden konnten. Wesentlich für dieses Vorgehen war die Zusammenfassung von mehreren Wetterlagen einzelner Tage zu Großwetterlagen, die sich auf mehrere Tage und ein größeres Gebiet (z.B. Mitteleuropa) beziehen (BISSOLLI, 1991). Später dehnte Baur seine Untersuchungen auf Monats- und Jahreszeitvorhersagen aus, wobei noch zusätzliche physikalische Aspekte (z.B. der Sonnenfleckenzyklus) und weitere statistische Methoden (z.B. Korrelationsrechnung) mit einbezogen wurden. Dies ermöglichte die Aufstellung von empirischen Wetterregeln, die nach SCHÖNWIESE (1979) allerdings nur für ein regional begrenztes Gebiet und auch nicht für jeden beliebigen Zeitraum anwendbar sind, da Wetter, Witterung und Klima in allen räumlichen und zeitlichen Skalen als kontinuierlich variabel angesehen werden müssen.

Nach HUPFER (1996) liegt der Vorteil in der Bestimmung von Luftmassen und Wetterlagen darin, dass eine komplexe Bewegungsstruktur in einem Raum durch einen Begriff bestimmt werden kann. Nachteilig ist zum einen, dass die Intensität der Bewegungen nicht erfasst wird und zum anderen, dass die Klassifizierung subjektiv erfolgt und ein Ermessensspielraum vorhanden ist. Für zahlreiche Untersuchungen ist diese Methode der Erfassung der Zirkulation durchaus geeignet, wenn man sich über die Grenzen der Aussage bewusst ist. Abb. 4.3 zeigt dieses Zirkulationsschema:

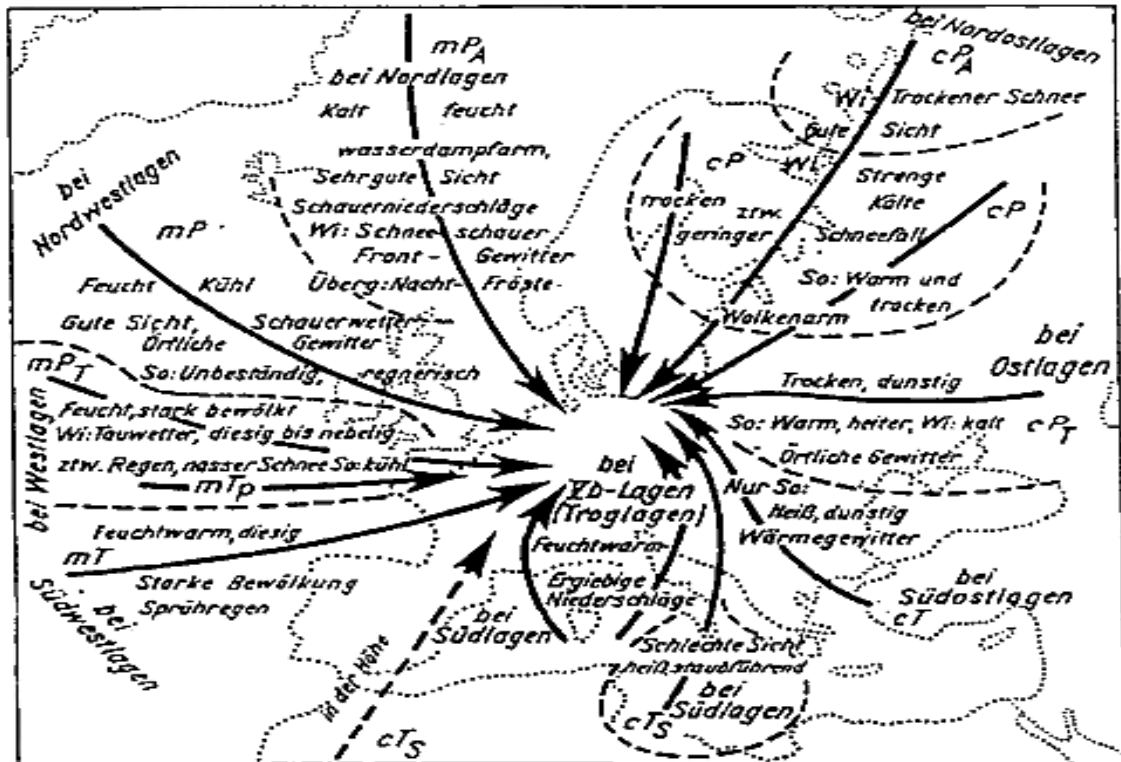


Abb. 4.3 Luftmassen und Wetterlagen im atlantisch-europäischen Raum in ihrer Wirkung auf Europa (HUPFER, 1996)

Die Zeichenerklärung ergibt sich aus Abb. 4.4:

Kurzbezeichnung	Hauptluftmasse	Luftmasse	Ursprungsgebiet	Weg nach Mitteleuropa	Haupteigenschaften
P_A	Arktische Polarluft	cP_A Nordsibirische Polarluft mP_A Arktische Polarluft	Nordsibirien Arktis	Osteuropa Nordmeer	extrem kalt sehr kalt, feucht
P	Polarluft	cP Festlands-Polarluft mP Grönländische Polarluft	Rußland Arktis	Osteuropa Nordatlantik	kalt kalt, feucht
P_T	Gealterte Polarluft	cP_T Rückkehrende Polarluft mP_T Erwärmte Polarluft	Arktis Arktis	Südosteuropa Azoren	trocken feucht
T_P	Gemäßigte (Tropik-)Luft	cT_P Festlandsluft mT_P Meeresluft	Mitteleuropa Nordatlantik	- Britische Inseln	- feucht, mild
T	Tropikluft	cT Kontinentale Tropikluft mT Atlantische Tropikluft	Naher Osten Azoren	Südosteuropa Westeuropa	trocken, heiß feucht, warm
T_S	Tropikluft	cT_S Afrikanische Tropikluft mT_S Mittelmeer-Tropikluft	Sahara Afrika	Balkan Mittelmeer	trocken, heiß sehr schwül

P = Polarluft, T = Tropikluft, A = Arktis, S = Sahara, c = kontinental, m = maritim

Abb. 4.4 Luftmassen Europas und ihre Eigenschaften (HUPFER & KUTTLER, 2006)

Aus den beiden Abbildungen ergeben sich sowohl Zugrichtungen der Luftmassen, deren Ursprungsgebiet und demzufolge auch die entsprechenden Haupteigenschaften (z.B. kalt).

GERSTENGARBE & WERNER (1999) führte die Luftmassen nach SCHERHAG (1982) mit den Großwetterlagen und den Großwettertypen in einer Übersicht zusammen (siehe Abb. 4.5).

Zirkulationsform	Großwettertyp (GWT)	Großwetterlage	Luftmassen nach SCHERHAG
zonal	West	WA, WZ, WS, WW	mT_P , mP_T
gemischt	Südwest	SWA, SWZ	mT , mT_P
	Nordwest	NWA, NWZ	mP , mT_P
	Hoch Mitteleuropa	HM, BM	verschieden, übergehend in cT_P
	Tief Mitteleuropa	TM	verschieden
meridional	Nord	NA, NZ, HNA, HNZ, HB, TRM	mP_A , mP
	Nordost	NEA, NEZ	cP_A , cP
	Ost	HFA, HFZ, HNFA, HNFZ	cP , cP_T
	Südost	SEA, SEZ	cT , cP_T
	Süd	SA, SZ, TB, TRW	mT , mT_S cT

Abb. 4.5 Großwetterlagen, Großwettertypen, Luftmassen (GERSTENGARBE & WERNER, 1999)

Aus dieser Abbildung ist ersichtlich, dass bestimmte Großwetterlagen mit bestimmten Luftmassen in Verbindung stehen, d.h. der Zustrom dieser Luftmassen nach Mitteleuropa ist an bestimmte Großwetterlagen geknüpft.

Der Deutsche Wetterdienst veröffentlicht die Großwetterlagen nach BAUR (1947), verwendet daneben aber eine objektive Wetterlagenklassifikation, da bei der Klassifikation der Großwetterlagen im Rahmen klimatologischer Untersuchungen gewisse subjektive Komponenten des Bearbeiters nicht ausgeschlossen werden können (BISSOLLI & DITTMANN, 2003).

Bei den heutigen objektiven Wetterlagenklassifikationen des Deutschen Wetterdienstes dienen als Grundlagen

- das Geopotential in 950, 850, 700, 500 und 300 hPa,
- die Temperatur in 950, 850, 700, 500 und 300 hPa,
- die relative Feuchte in 950, 850, 700, 500 und 300 hPa und
- die zonale und meridionale Komponente des Windes in 700 hPa,

wie sie von DITTMANN (1997) beschrieben werden. Die Klassifizierung erstreckt sich auf ein Gebiet, das Deutschland überdeckt. Die Datengrundlage hierfür lieferte bis 1999 das Europa-Modell (seit 22.11.1999 das operationelle erweiterte Globalmodell GMZ) als Bestandteil des operationellen numerischen Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des Deutschen Wetterdienstes. Kriterien zur Einteilung der Wetterlagen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre in Bodennähe und in einem mittleren troposphärischen Niveau, die großräumige Anströmrichtung und der Feuchtegehalt der Atmosphäre. Dadurch ergeben sich bei der objektiven Wetterlagenklassifikation 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode beruht auf zahlenmäßig erfassten Informationen über die gesamte Troposphäre. Sie ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung Objektive Wetterlagenklassifikation abgeleitet. Dieses Verfahren wird aber erst seit dem 1.07.1979 angewandt (DITTRICH, 1997). Da in dieser Dissertation aber auch weiter zurückliegende Zeiträume berücksichtigt werden sollen, wird nur auf die Großwetterlagenklassifizierung nach BAUR (1947) eingegangen werden.

Außerdem steht bei den neueren objektiven Wetterlagenklassifikationen gemäß DITTMANN (1997) oder ENKE (2001) meist die Nutzung von statistischen Downscalen (Regionalisierungen) von Klimasimulationen im Vordergrund, während BAUR (1956 und 1958) nach einer Möglichkeit suchte, die Vorhersageleistungen bei der Kurz-, Mittel- und Langfristprognose zu verbessern.

Nach den bereits beschriebenen Kriterien ergeben sich 29 Großwetterlagen nach BAUR (1947) einschließlich deren mittleren relativen Häufigkeit (siehe Tab. 4.8):

Tab. 4.8 Großwetterlagen nach ihrer Häufigkeit von 1881 – 1990 (GERSTENGARBE & WERNER, 1993)

Zirkulations- form	Großwettertyp	Großwetterlage	Mittlere relative Häufigkeit in % 1881–1990
Zonal	West	1. West, antizykl. Wa	5,89
		2. West, zykl. Wz	15,19
		3. Südliche Westlage Ws	3,26
		4. Winkelförmige Westlage Ww	2,59
Gemischt	Südwest	5. Südwest, antizykl. SWa	2,30
		6. Südwest, zykl. SWz	2,05
	Nordwest	7. Nordwest, antizykl. NWa	4,16
		8. Nordwest, zykl. NWz	4,50
	Hoch Mittel- europa	9. Hoch über Mitteleuropa HM	9,80
		10. Hochdruckbrücke ü. Mitteleuropa BM	6,89 2,66
	Tief Mitteleuropa	11. Tief über Mitteleuropa TM	
Meridional	Nord	12. Nord, antizykl. Na	1,06
		13. Nord, zykl. Nz	2,90
		14. Hoch Nordmeer–Island, antizykl. HNa	3,26
		15. Hoch Nordmeer–Island, zykl. HNz	1,45
		16. Hoch Britische Inseln HB	3,33
		17. Trog Mitteleuropa TrM	3,96
	Nordost	18. Nordost, antizykl. NEa	2,45
		19. Nordost, zykl. NEz	2,24
	Ost	20. Hoch Fennoskandien, antizykl. HFa	3,61
		21. Hoch Fennoskandien, zyklonal HFz	1,04
		22. Hoch Nordmeer–Fennoskandien, antizykl. HNFa	1,24
		23. Hoch Nordmeer–Fennoskandien, zykl. HNFz	1,58
	Südost	24. Südost, antizykl. SEa	2,06
		25. Südost, zykl. SEz	1,51
	Süd	26. Süd, antizykl. Sa	1,96
		27. Süd, zykl. Sz	0,89
		28. Tief Britische Inseln TB	2,24
		29. Trog über Westeuropa TrW	3,12

Die Tabelle zeigt, dass die Großwetterlage „West“ zyklonal (WZ) mit 15,19 % die häufigste Großwetterlage darstellt. Insgesamt betrachtet ergeben die zonalen Westlagen einen Anteil von 23,93 %, also fast 1/4 aller Wetterlagen. Nach GERSTENGARBE & WERNER, (1999) hat sich der prozentuale Anteil der Westlagen auf 15,62 % erhöht und nach GERSTENGARBE &

WERNER (2005) sogar auf 15,69 %. Diese westzonalen Wetterlagen sind für milde und regnerische Winter über Mitteleuropa verantwortlich.

BLÜTHGEN & WEISCHET (1980) zählten ebenfalls die West- oder Südwestlagen, bzw. ein Tief vor den Britischen Inseln (mild mit Regen oder zeitweilig ergiebigen Schneefällen) zu den häufigsten Großwetterlagen im Winter, aber auch das Hoch am Westrand Europas (mild mit feuchten Perioden) und das Hoch über Mitteleuropa bis Westrussland (mäßig kalt bis kalt ohne nennenswerte Niederschläge).

Abb. 4.6 zeigt die relative Häufigkeit von Großwetterlagen und verdeutlicht die Zunahme von einzelnen Großwetterlagen im meteorologischen Winterhalbjahr.

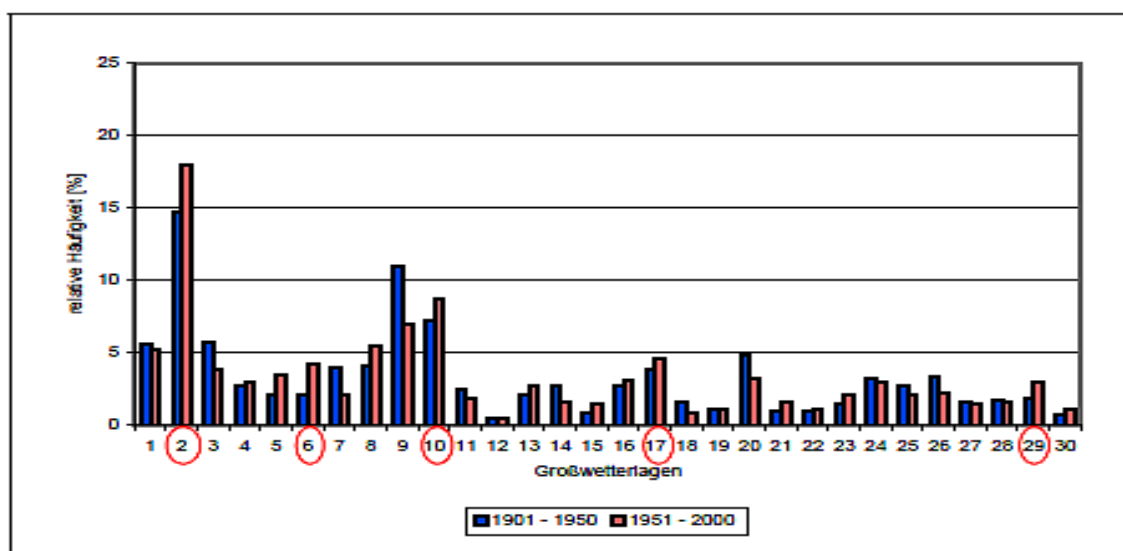


Abb. 4.6 Relative Häufigkeit von Großwetterlagen im meteorologischen Winterhalbjahr und deren Veränderung im Zeitraum 1951 – 2000 gegenüber 1901 – 1951 (BERNHOFER et al., 2005), Großwetterlage Nr. 30 ist unbestimmt

Diese Abbildung sagt etwas aus über die Zu-, bzw. Abnahme einzelner Großwetterlagen und ihre relative Häufigkeit im meteorologischen Winterhalbjahr und zeigt eine Trendentwicklung mit einer Zunahme der maritimen Tropenluft und einer Abnahme der kontinentalen Polarluft, was eine Erwärmung und eine Zunahme des Niederschlags für den meteorologischen Winter mit sich bringt (BERNHOFER et al., 2005). Die mit roten Kreisen gekennzeichneten Großwetterlagen haben von 1951 bis 2000 am stärksten zugenommen. Die Großwetterlagen Nr. 2 (WZ) mit rund 18 %, Nr. 10 (BM) mit rund 8 % und Nr. 9 (HM) mit rund 7 % traten im Zeitraum 1951-2000 am häufigsten auf. Fasst man diese Großwetterlagen zu Großwettertypen zusammen und reduziert das Winterhalbjahr auf die Zeit von Dezember bis Februar eines Jahres, also den meteorologischen Winter, so ergibt sich folgende Konstellation:

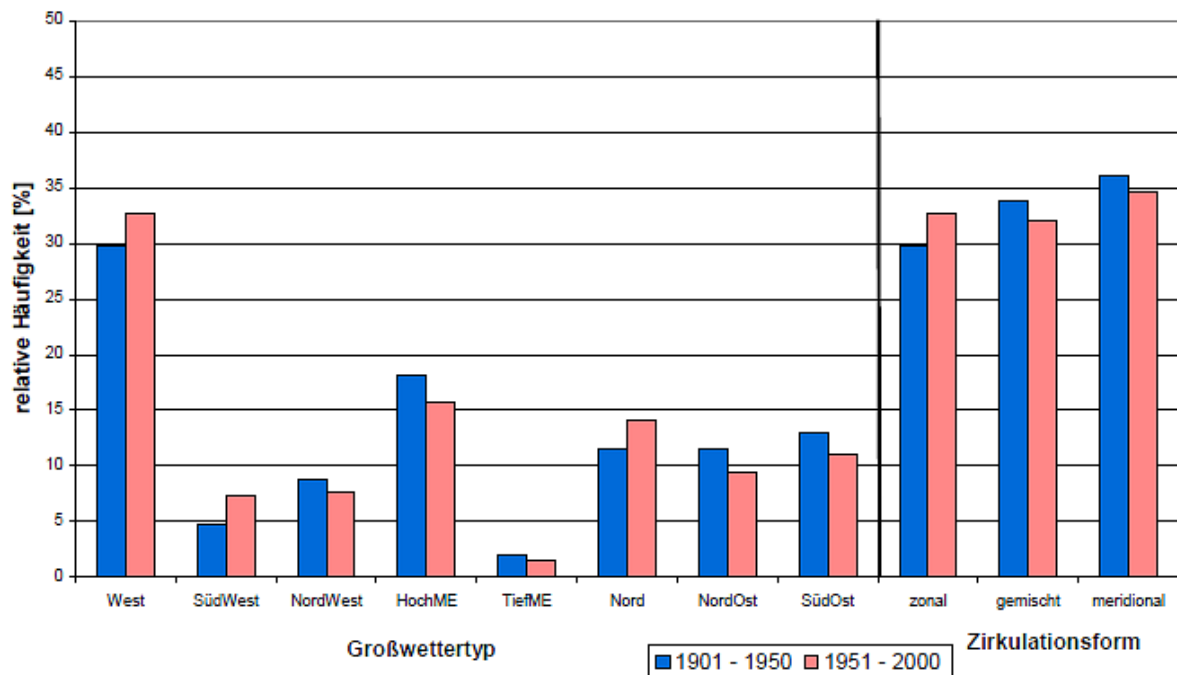


Abb. 4.7 Veränderung der Häufigkeiten der Großwettertypen im meteorologischen Winter (Dezember bis Februar) (BERNHOFER et al., 2005)

Aus der Abbildung 4.7 geht hervor, dass der Großwettertyp WEST mit fast 33 %, also genau 1/3 aller Großwettertypen im Winter überrepräsentiert ist. Der Großwettertyp HM (Hoch über Mitteleuropa) folgt mit 16 % und N (Nord) mit 14 % aller Großwettertypen. BERNHOFER et al. (2005) trennte gegenüber GERSTENGARBE & WERNER (2005) den Großwettertyp OST in NORDOST und SÜDOST auf. Der Großwettertyp SÜD ist offensichtlich nicht enthalten.

Welche Großwetterlagen und Großwettertypen sind im Winter vor einem Eisstand am häufigsten vertreten, begünstigen also die Vereisung?

Dazu muss erklärt werden, dass das meteorologische Winterhalbjahr vom 1. November bis Ende April des nächsten Jahres geht und der meteorologische Winter von Dezember bis Februar. Dieser Zeitraum ist aber für eine Prognose sehr weit (meteorologisches Winterhalbjahr) bzw. zu kurz (meteorologischer Winter) gespannt. Eisstände kommen nach FREYDANK (1986) ab dem 17. November an der Oder in Hohensaaten vor. Am 30. März wurde der letzte Eisstand registriert. Daher erscheint eine monatliche Dokumentation der Großwetterlagen sinnvoll.

GERSTENGARBE & WERNER (2005) veröffentlichten nach Monaten getrennt eine Aufstellung der Großwetterlagen (siehe Tab. 4.9).

Tab. 4.9 Relative Häufigkeit der einzelnen Großwetterlagen und Großwettertypen in % für den Zeitraum 1881 – 2004 (rundungsbedingte Differenzen sind möglich) (GERSTENGARBE & WERNER, 2005)

GW-Lage	MONAT												JAHR
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
WA	6.19	4.23	4.68	3.76	3.49	5.75	7.96	9.11	8.44	6.92	5.11	4.71	5.88
WZ	15.87	14.69	13.58	10.86	11.24	15.97	19.12	20.06	15.16	15.40	16.32	19.69	15.68
WS	4.29	5.21	4.76	2.55	1.27	2.20	1.43	1.64	0.94	3.56	3.04	6.56	3.12
WW	3.49	1.64	2.97	1.85	0.99	2.20	1.40	2.13	1.99	2.00	4.44	4.03	2.43
W (GWT)	29.84	25.78	25.99	19.03	16.99	26.13	29.92	32.93	26.53	27.89	28.90	34.99	27.11
SWA	3.23	2.62	2.68	1.91	1.51	1.67	1.25	2.06	1.96	3.62	3.04	3.23	2.40
SWZ	4.21	2.48	1.48	2.12	2.68	0.97	1.38	1.48	2.37	4.03	3.28	2.45	2.41
SW (GWT)	7.44	5.10	4.16	4.03	4.19	2.63	2.63	3.54	4.33	7.65	6.32	5.67	4.81
NWA	2.81	3.31	3.46	2.53	2.97	5.51	7.54	5.23	4.03	2.19	3.87	2.32	3.82
NWZ	5.46	5.44	4.89	4.76	2.86	3.98	6.89	4.81	3.74	3.04	4.19	5.75	4.64
NW (GWT)	8.27	8.76	8.35	7.28	5.83	9.49	14.44	10.04	7.77	5.23	8.06	8.06	8.46
HM	11.50	11.38	8.90	5.46	7.65	8.04	8.74	8.27	12.58	10.59	6.08	8.69	8.98
BM	6.19	6.68	5.72	7.04	5.36	6.42	7.23	9.47	9.19	8.17	9.41	9.44	7.53
HM (GWT)	17.69	18.06	14.62	12.50	13.01	14.46	15.97	17.74	21.77	18.76	15.48	18.13	16.51
TM	2.21	2.82	3.04	4.33	3.69	2.02	2.19	1.51	1.99	2.16	2.63	1.43	2.50
Gem.Z.	35.61	34.74	30.18	28.15	26.72	28.60	35.22	32.83	35.86	33.79	32.50	33.30	32.28
NA	0.42	0.37	0.94	0.75	2.21	2.15	1.30	1.33	0.59	0.08	0.48	0.68	0.95
NZ	2.65	2.22	2.99	4.14	4.42	4.46	2.21	2.50	2.47	1.95	2.18	1.87	2.84
HNA	1.85	2.19	1.98	5.00	5.12	5.78	2.89	2.89	3.66	2.55	1.67	1.95	3.12
HNZ	1.12	1.15	1.74	1.88	3.10	1.94	1.46	0.86	0.48	1.77	0.56	0.81	1.41
HB	2.42	4.00	3.59	4.27	3.36	4.44	2.86	2.29	4.09	3.17	2.61	2.29	3.27
TRM	3.36	4.15	4.55	5.78	3.38	3.87	4.66	3.10	4.84	3.90	5.94	3.38	4.24
N (GWT)	11.81	14.08	15.79	21.83	21.59	22.63	15.37	12.96	16.13	13.42	13.44	10.98	15.82
NEA	1.01	1.73	2.47	2.28	3.93	5.05	3.51	3.28	1.85	0.88	0.43	0.55	2.25
NEZ	1.66	1.07	1.64	3.33	3.10	3.01	2.06	2.16	2.18	1.01	0.73	1.40	1.95
HFA	4.53	4.67	4.71	3.60	3.82	1.96	2.52	3.77	3.58	4.14	2.72	3.93	3.66
HFZ	1.09	1.53	1.22	1.61	1.17	0.67	0.86	0.96	0.70	0.75	1.48	1.25	1.10
HNFA	0.83	1.93	0.83	1.80	4.86	1.80	1.35	0.70	0.78	1.04	0.59	0.62	1.43
HNFA	1.90	1.81	3.04	2.93	2.78	1.16	0.94	0.99	0.73	0.73	1.75	0.52	1.60
SEA	2.29	2.19	3.23	2.39	2.47	0.81	0.31	0.23	1.80	4.29	3.15	2.50	2.14
SEZ	2.89	3.37	2.97	1.80	0.86	0.27	0.00	0.00	0.81	1.35	1.40	1.66	1.44
E (GWT)	16.21	18.29	20.11	19.76	23.00	14.73	11.55	12.10	12.42	14.20	12.23	12.43	15.57
SA	3.12	1.67	2.00	1.67	1.20	0.38	0.13	0.49	2.37	3.33	4.06	2.03	1.87
SZ	1.04	1.81	0.88	0.59	0.00	0.08	0.00	0.00	0.38	1.35	1.83	1.98	0.82
TB	0.99	1.44	1.35	2.80	4.08	1.99	2.86	3.90	1.94	2.00	1.96	1.98	2.28
TRW	1.01	1.64	2.68	4.95	5.18	4.09	3.93	4.11	3.52	2.94	4.06	1.74	3.33
S (GWT)	6.17	6.57	6.92	10.00	10.46	6.53	6.92	8.51	8.20	9.63	11.91	7.73	8.30
Mer. Z.	34.18	38.94	42.82	51.59	55.05	43.90	33.84	33.56	36.75	37.25	37.58	31.14	39.70
U	0.36	0.55	1.01	1.24	1.25	1.37	1.01	0.68	0.86	1.07	1.02	0.57	0.92

Wie aus Tab. 4.9 bereits hervorgeht, ordneten GERSTENGARBE & WERNER (2005) die Großwetterlagen verschiedenen Großwettertypen zu und gaben die relative Häufigkeiten dazu an. GERSTENGARBE & WERNER (1999) fassten die Großwetterlagen deshalb zu Großwettertypen zusammen, weil für großräumige statistische Untersuchungen die Häufigkeitsangaben mancher Großwetterlagen nicht repräsentativ waren, da die einzelnen Kollektive auch bei der Betrachtung von 118 Jahren zu gering waren. Bei großräumigen Zirkulationsuntersuchungen erwiesen sich zu eng definierte Großwetterlagen störend. In diesen Fällen kann man jeweils mehrere Großwetterlagen zu einem Großwettertyp zusammenfassen.

Im Nachfolgenden werden die 10 Großwettertypen (West, Südwest, Nordwest, Hoch Mitteleuropa, Tief Mitteleuropa, Nord, Nordost, Ost, Südost und Süd) und die 29 Großwetterlagen betrachtet.

Aus den relativen Häufigkeiten geht hervor, dass die zonale Westlage am häufigsten vorkommt. Bei dieser zonalen (entlang der Breitengrade) Luftzirkulation verlaufen die Höhenströmung und damit auch die Zugbahnen der wetterbestimmenden dynamischen Tiefdruckgebiete von West nach Ost. Sie sind geprägt durch eine stationäre Antizyklone (z.B. Hochdruckgebiet wie Azorenhoch) und eine umfangreiche Zyklone (z.B. Tiefdruckgebiet wie Zentraltief) zwischen Island und Skandinavien (Islandtief). Hierbei wird im Prinzip die Anomalie des Luftdrucks der verschiedenen Atmosphärenhöhen zwischen subtropischen und subpolaren Gebieten (Azoren und Island) genutzt. Auf der Nordhalbkugel werden Antizyklone (Hochs) im Uhrzeigersinn und Zyklone (Tiefs) gegen den Uhrzeigersinn umströmt (HUPFER & KUTTLER, 2006).

Aus Tab. 4.9 geht hervor, dass in den Wintermonaten (November bis März) der Anteil der zonalen Westlagen (WZ) zwischen 13,58 % im März und 19,69 % im Dezember beträgt. Die westzonalen Wetterlagen sind statistisch gesehen die häufigsten Wetterlagen im Winter.

Im Gegensatz zu den zonalen Luftzirkulationen, mit Zugbahnen der wetterbestimmenden Tiefdruckgebiete von West nach Ost, sind meridionale (entlang der Längengrade) Hochdrucklagen und Nordlagen im Winter seltener geworden. Bei den Hochdrucklagen liegt ein Hochkeil oder eine Hochdruckbrücke über Mitteleuropa. Der sich im Uhrzeigersinn (auf der Nordhalbkugel) drehende dynamische Hochdruckwirbel führt kalte Schneeluft aus Osteuropa heran. Bei den Nordlagen lenken ein Hochdruckwirbel über dem östlichen Nordatlantik/Großbritannien (die Westwinddrift blockierend) oder Westeuropa und ein sich im Gegenuhrzeigersinn drehender Tiefdruckwirbel über der Ostsee/Baltikum gemeinsam polare Kaltluft nach Mitteleuropa. Hochdruck- und Nordlagen sind die idealen Wetterlagen für ein frostiges und trockenes Winterwetter (FRICKE, 2009).

Vom meridionalen Typ sind auch die Ostlagen (Hoch über Nordrussland/Skandinavien, Tief über dem Mittelmeer), die der Witterung ein kontinentales Gepräge verleihen. Mit östlichen Winden wird im Winter kalte Festlandluft (manchmal sogar sibirische Polarluft) nach Mitteleuropa geführt, die strenge Frostperioden einleitet (HUPFER & KUTTLER, 2006).

Abb. 4.8 veranschaulicht die Abnahme der Großwetterlagen vom Typ Nord und Ost und die Zunahme der westzonalen Großwetterlage.

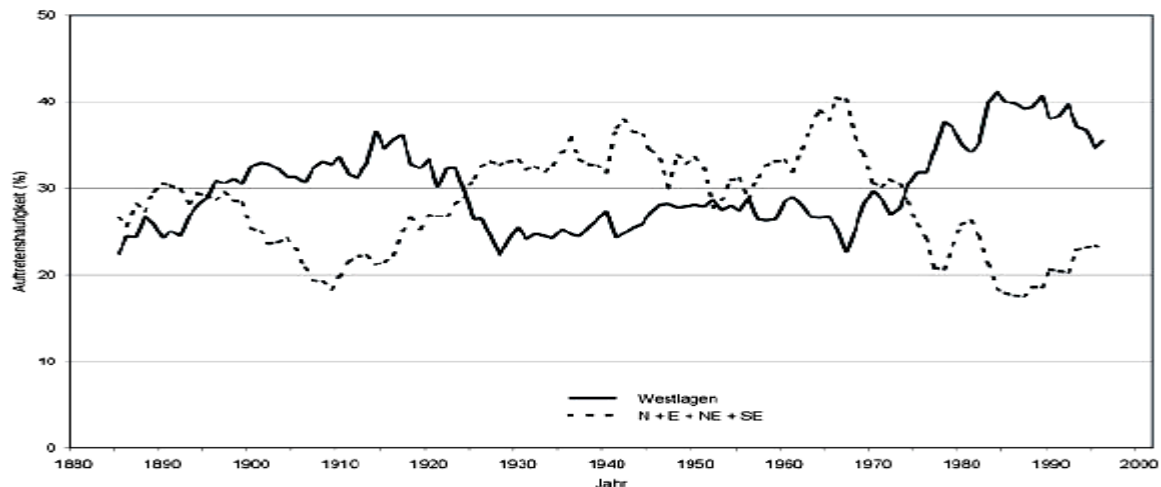


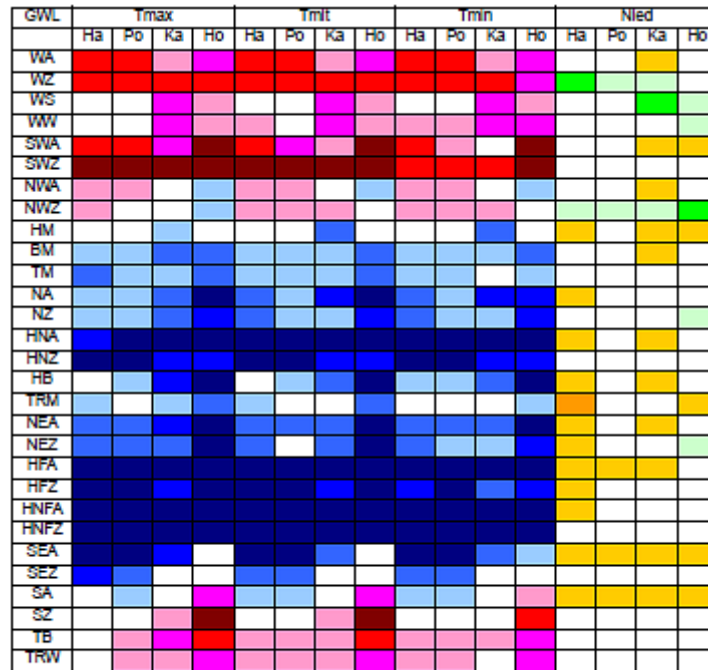
Abb. 4.8 Häufigkeiten zonaler Westwetterlagen und der Großwettertypen Nord, Ost, Nordost und Südost (N+E+NE+SE) für die Monate Dez., Jan., Feb. 1881-2002 (11-jährige Glättung) nach Bardossy (BRONSTERT, 2006)

Grundsätzlich ändern sich die das Wetter bestimmenden Großwetterlagen immer schneller. Im Vergleich der Daten aus den vergangenen 120 Jahren ist die Veränderung im jetzigen Jahrzehnt besonders stark ausgeprägt (FRICKE, 2009). Nach der Definition von BAUR (1963) wird von einer Großwetterlage gefordert, dass ihre Strömungsanordnung mehrere Tage im Wesentlichen gleich bleibt. Im Allgemeinen wird eine Dauer von drei Tagen gefordert. Wenn sich aber der Übergang von einer Großwetterlage in eine andere nicht rasch und eindeutig vollzieht, können ein bis zwei Übergangstage auftreten (GERSTENGARBE & WERNER, 1999).

GERSTENGARBE & WERNER (2005) zeigten auf, dass bei den meisten Großwetterlagen eine Dauer von 3 Tagen am häufigsten ist. Es gab aber auch Großwetterlagen, die 31 und 32 Tage andauerten ((WZ (West zyklisch) und HM (Hoch über Mitteleuropa)).

Auch die Eigenschaften der einzelnen Großwetterlagen haben sich verändert. Im Einfluss der Hochdruckgebiete haben die durchschnittlichen Temperaturen deutlich zugenommen, während Tiefdruckgebiete heutzutage für deutlich niedrigere Temperaturen sorgen als früher (FRICKE, 2009).

GERSTENGARBE & WERNER (2005) untersuchten weiterhin die Großwetterlagen auf Anomalien bezüglich Abweichungen von der normalen Temperatur wie Abb. 4.9 zeigt:



Tab. 5d: Tabelle Mittlere Anomalien meteorologischer Größen an den Stationen Hamburg (Ha), Potsdam (Po), Karlsruhe (Ka) und Hohenpeißenberg (Ho) bezogen auf die Großwetterlagen für das Winter 1901-2003

Klasse	< -4.0	< -3.0	< -2.0	< -1.0	<= 1.0	<= 2.0	<= 3.0	<= 4.0	> 4.0
Temperatur									
Niederschlag									

(Temperatur: K; Niederschlag: mm)

Abb. 4.9 Mittlere Anomalien meteorologischer Größen an den Stationen Hamburg (Ha), Potsdam (Po), Karlsruhe (Ka) und Hohenpeißenberg (Ho) bezogen auf die Großwetterlagen für die Winter (Dezember – Februar) 1901-2003 (GERSTENGARBE & WERNER, 2005)

Entscheidend sind die hell- bis dunkelblauen Temperaturanomalien. Bei den mittleren Tagestemperaturen (Tmit) für die Station Potsdam (Po) zeigt sich dabei deutlich, dass die Großwetterlagen HNA, HNZ, HFA, HFZ, HNFZ, HNFA und SEA mehr als -4 °C und damit am stärksten von der mittleren Temperatur abweichen. Auch bei anderen Großwetterlagen wie BM, TM, NA, NZ, HB, NEA, SEZ und SA weichen die mittleren Tagestemperaturen noch um mehr als -1 °C von der mittleren Temperatur ab. Die Präferenzstation Potsdam von GERSTENGARBE & WERNER (2005) dürfte durch ihre Lage auch repräsentativ für den Bereich der Elbe und Oder sein.

BÜRGER (1958) stellte für den Zeitraum 1890 – 1950 prozentuale Temperaturschwellenwerte fest. Das heißt, er ermittelte unter anderem für die Station Berlin, welche Großwetterlagen mit welchen Prozentzahlen an Eistagen (maximale Temperatur unter 0 °C) beteiligt waren. Dabei betrug der Anteil der Eistage bei den Südostlagen 23,6 % und bei den Ostlagen 23,2 %. Danach folgten die Großwetterlage Hochdruck über Mitteleuropa (BM, HM) mit durchschnittlich 8 %. Mit zusammen über 50 % stellen sie den Schwerpunkt bei den Eistagen.

Es folgt eine Auswertung der Winter 1970/71 bis 2009/10 mit Eisstand an der Oder bei Hohensaaten bezüglich der Häufigkeit von Großwetterlagen, bzw. Großwettertypen im Zeitraum von 15 Tagen vor einem Eisstand bis zum Beginn des Eisstandes.

Bei den Großwettertypen (Anhang 4) sind im Zeitraum 15 Tage vor einem Eisstand bis zum Eisstand die Großwettertypen nach GERSTENGARBE & WERNER (2005) mit ihren relativen Häufigkeiten wie folgt vertreten:

WEST	= 21,11 %
NORD	= 20,18 %
HOCH MITTELEUROPA	= 14,15 %
OST	= 12,29 %
NORDWEST	= 11,83 %
SÜDOST	= 9,04 %
SÜDWEST	= 5,56 %
SÜD	= 2,98 %
NORDOST	= 2,08 %
TIEF MITTELEUROPA	= 0,95 %

Gegenüber der Abb. 4.6 (BERNHOFER et al., 2005), bei dem der Großwettertyp WEST im meteorologischen Winter (Dezember bis Februar) mit 33 % repräsentiert war, tritt er im Zeitraum von 14 Tagen vor einem Eisstand bis zum Beginn des Eisstandes „nur“ mit 21,11 % auf. Der Großwettertyp NORD ist mit 14 % Anteil im Winter vertreten, tritt aber im Zeitraum 14 Tage vor einem Eisstand bis zum Beginn des Eisstandes in 20,168 % aller Jahre auf.

Es überrascht, dass der Großwettertyp WEST so häufig an der Bildung eines Eisstandes beteiligt ist, wo doch bei diesem Großwettertyp in der Regel wärmere Luftmassen nach Europa gelangen.

Abschließend lässt sich sagen, dass in Abb. 4.9 Großwetterlagen aufgeführt sind, die u.a. starke negative Temperaturabweichungen aufweisen. Diese Großwetterlagen mit den starken negativen Temperaturabweichungen sind auch überproportional an der Bildung von Eisständen an der Oder beteiligt.

In den Anhängen 1 bis 4 sind weitere statistische Details aufgeführt, die dort eingesehen werden können und auf die hier nicht eingegangen wird.

4.2.4 Die Nordatlantische Oszillation (NAO)

Beim Großwettertyp WEST, der an der Bildung eines Eisstandes am häufigsten vertreten war, handelt es sich um eine zonale Zirkulationsform.

Mit dieser zonalen Luftzirkulation gelangt milde und feuchte Atlantikluft nach Deutschland.

Was ist aber „verantwortlich“ für diese Luftzirkulationen und könnte man daraus Rückschlüsse auf zukünftige Vereisungssituationen ziehen?

Verantwortlich dafür ist unter anderem die Nordatlantische Oszillation (NAO), ein großräumiges Klimaphänomen der atmosphärischen Zirkulation der Nordhemisphäre. Sie beschreibt die Luftdruckgegensätze zwischen dem Island-Tief und dem Azoren-Hoch. Die Intensität dieser Druckzentren variiert mit der Zeit und damit sind Variationen des meridionalen Luftmassenaustausches zwischen den Subtropen und dem Nordatlantik verbunden. Diese Variabilität bezeichnet man als Nordatlantische Oszillation (NAO). Sie hat einen großen Einfluss auf die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre und damit auf das Wettergeschehen. Der NAO-Index (NAOI) beschreibt die Anomalien der großräumigen Druckdifferenzen zwischen dem Island-Tief und dem Azoren-Hoch und ist ein Indikator für die Stärke der Westwinde über dem östlichen Nordatlantik. In der Literatur findet sich für den NAOI keine allgemeine gültige Definition. Nicht zuletzt liegt dies an der hohen internen Variabilität der Atmosphäre der mittleren Breiten, die eine exakte, universelle Definition unmöglich macht. Dementsprechend gibt es auch keinen allgemein gültigen Index für die Quantifizierung der NAO-Intensität (LECKEBUSCH et al., 2008). Es wird aber am häufigsten der von HURREL (1995) verwendet.

$$NAOI = \frac{(p - \bar{p})_{Lissabon}}{\sigma_{Lissabon}} - \frac{(p - \bar{p})_{Stykkisholmur}}{\sigma_{Stykkisholmur}}$$

Von den Werten des Luftdrucks p der Stationen Lissabon oder Ponta Delgada (für das Azoren-Hoch) und Stykkisholmur (für das Island-Tief) werden die Mittelwerte des Luftdrucks \bar{p} abgezogen und die daraus resultierenden Abweichungen vom Normalwert durch die jeweilige Standardabweichung σ dividiert. Es werden aber auch andere NAO-Indizes verwendet wie Abb. 4.10 zeigt:

NAO-Indizes	Verfügbarer Zeitraum	Beschreibung
Hurrell	1865-2002	Differenz standardisierter Anomalien des Luftdrucks zwischen Ponta Delgada/Santa Maria (Azoren) und Stykkisholmur/Rexkjavik (Island)
CRU (Jones)	1821-2008	Differenz standardisierter Anomalien des Luftdrucks zwischen Gibraltar (Spanien) und Reykjavik (Island)
Lissabon-Island	1855-2008	Differenz standardisierter Anomalien des Luftdrucks zwischen Lissabon (Azoren) und Stykkisholmur/Rexkjavik (Island)
EU-Index	1948-2006	Differenz standardisierter Anomalien des zonal gemittelten Bodendrucks zwischen 35° N und 65° N im Sektor 20° W-40° E

Abb. 4.10 Auszug von verschiedenen NAO-Indizes (LECKEBUSCH et al., 2008)

Verschiedene NAO-Indizes werden meist nur für den Winter präsentiert, weil im Sommer die Relevanz und Ausprägung der NAO deutlich reduziert ist. Obwohl die Ost-West-Lage als auch die Nord-Süd-Lage der beiden Luftdruckzentren in den letzten 50 Jahren erheblich variierte, sind die Korrelationen zwischen den dynamischen und auf Stationsdaten basierenden NAO-Indizes besonders im Winter allgemein hoch (LECKEBUSCH et al., 2008).

	HURREL	CRU	EU	ZONAL
HURREL	1	0,773	0,764	0,859
CRU	0,773	1	0,928	0,935
EU	0,764	0,928	1	0,921
ZONAL	0,859	0,935	0,921	1

Abb. 4.11 Auszug der Korrelationstabelle der NAO-Indizes im Winter (LECKEBUSCH et al., 2008)

Anhand dieser Werte gibt es eine positive NAO Phase mit großen Druckunterschieden zwischen den Azoren und Island. Dadurch können die von HUPFER & KUTTLER. (2006) beschriebenen warmen und feuchten Luftmassen nach Nordwesteuropa gelangen. Als Folge werden in weiten Teilen Europas milde Winter durch Verstärkung der Zonalzirkulation beobachtet (KAPPAS, 2009).

Das Gegenstück dazu ist die negative NAO Phase mit nur geringen Druckunterschieden zwischen Island und den Azoren, verbunden mit weniger starken und seltener auftretenden Winterstürmen. Diese ziehen dann auf einer südlicheren Bahn und bringen so die warme und feuchte Luft in den Mittelmeerraum. Unter diesen Bedingungen können polare Luftmassen in das nördliche Europa vordringen. Die Folge sind kalte und trockene Winter (FISCHER-BRUNS & FEICHTER, 2007). Negative NAO-Lebenszyklen sind nach FRANZKE et al. (2008) im Mittel seltener und länger als positive, wie die Verteilung der Dauer individueller NAO-Ereignisse zeigt. Die NAO ist im Winter die bestimmende Luftdruckstruktur im atlantisch-europäischen Sektor. Die zu beobachtenden klimatischen Variabilitäten in Europa sind

deshalb ohne Berücksichtigung der wechselnden Zirkulationsverhältnisse und somit der NAO nicht zu erklären (KAPPAS, 2009).

Es stellt sich die Frage, ob die NAO konstant über den gesamten Winter bestehen bleibt. Tatsächlich beträgt nach FRANZKE et al. (2008) ihre intrinsische Zeitskala (Lebensdauer) nur etwa 10 Tage; das heißt, der Zyklus von Wachstum, Erhalt und Abklingen von einzelnen NAO-Ereignissen läuft innerhalb eines Zeitraumes von etwa 10 Tagen ab. Von FRANZKE et al. (2008) wurde ebenfalls der Zusammenhang der stratosphärischen Zirkulation und den täglichen Variationen der NAO statistisch aufgearbeitet. Die Analyse beider Zeitreihen (NAO und stratosphärischer Wirbel) ergab u.a. folgendes:

- in 37 % der negativen NAO-Phase dauerte diese mehr als 4 Tage und
- negative NAO-Lebenszyklen sind länger als positive.

Beim Betrachten des NAOI in folgender Abbildung ist ersichtlich, dass wir uns seit 1980 gemittelt in einer positiven NAO-Phase befinden.

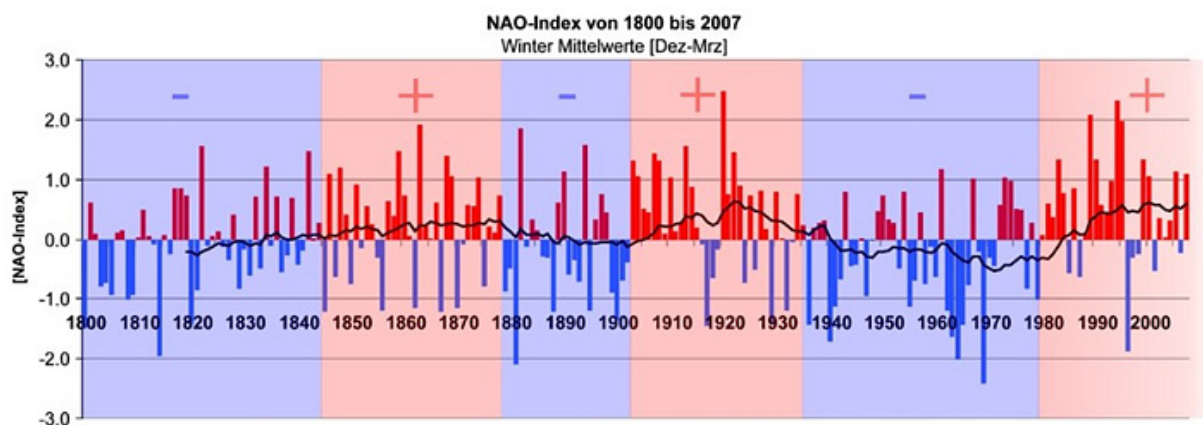


Abb. 4.12 NAO-Index von 1800 bis 2007 (ROSSER, 2007)

Dennoch sind innerhalb der gemittelten positiven NAO-Phase auch negative NAO-Werte zu sehen. Dazu zählt z.B. der in dieser Dissertation ausführlich angesprochene Winter 1844/85 mit dem Eishochwasser an der Elbe Ende März 1845. Der negative NAOI betrug damals ca. -1,2 nach Abb. 4.12. Auch das letzte Eishochwasser mit größeren Schäden an der Oder (Überflutung des Oderbruchs) im März 1947 hatte einen negativen NAOI von -1,0. In jüngster Zeit ist der Winter 1995/96 hervorzuheben mit einer negativen NAO-Phase von fast -2,0. Damals gab es Eiserscheinungen an der Oder vom 3.12.1995 bis zum 29.3.2006, wobei an 79 Tagen Eisstand herrschte.

Bei den Werten von Abb. 4.12 handelt es sich um gemittelte Werte für den großen Zeitraum von 4 Monaten (Dezember bis März). Im Detail ändern sich die Indizes aber im Laufe dieser 4 Monate häufig wie folgendes Beispiel verdeutlicht.

Ein Beispiel des Zusammenspiels der negativen NAO-Phase und dem Vereisen der Oder kommt aus dem Frühwinter des Jahres 2009/10. Auf der Abb. 4.13 ist die NAO-Phase vom 3.9.2009 bis zum 31.12.2009 zu sehen.

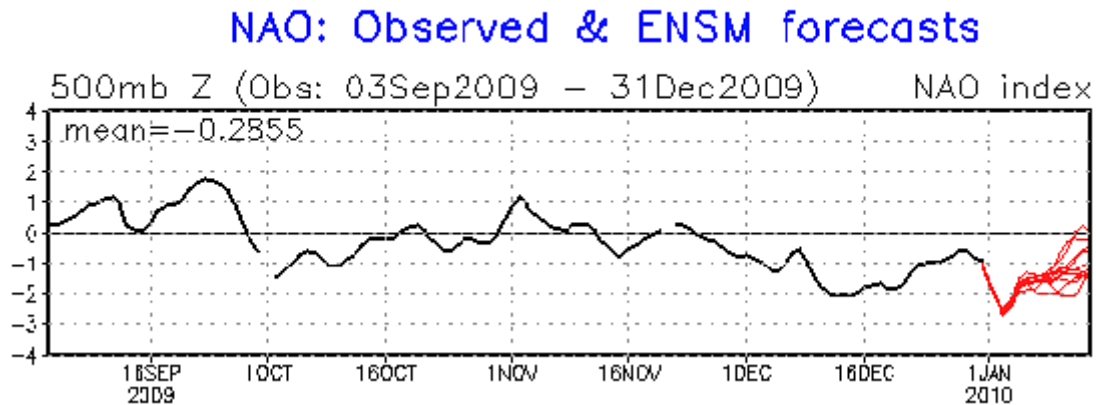


Abb. 4.13 NAO-Phase vom 3.9.2009 bis zum 31.12.2009 nach CPC (HURRELL, 1995) und [http:// www.meteo.ethz.ch/winter-nao.html](http://www.meteo.ethz.ch/winter-nao.html) 20100729

Es ist deutlich zu erkennen, dass ca. ab dem 12. Dezember 2009 bis etwa dem 20. Dezember 2009 die NAO einen negativen Index von etwa -2 hatte. Ab dem 19.12.2009 herrschte auf der Oder Treibeis, und ab dem 22.12.2009 gab es bereits einen Eisstand bei Stützkow (Strom-km 680) bei einer Eisdicke von 20-30 cm (ELWIS, 2009a). Ab dem 12. Dezember 2009 herrschten an der Station Lindenberg des Deutschen Wetterdienstes negative Tagesmitteltemperaturen von bis zu -13,4 °C am 19.12.2009.

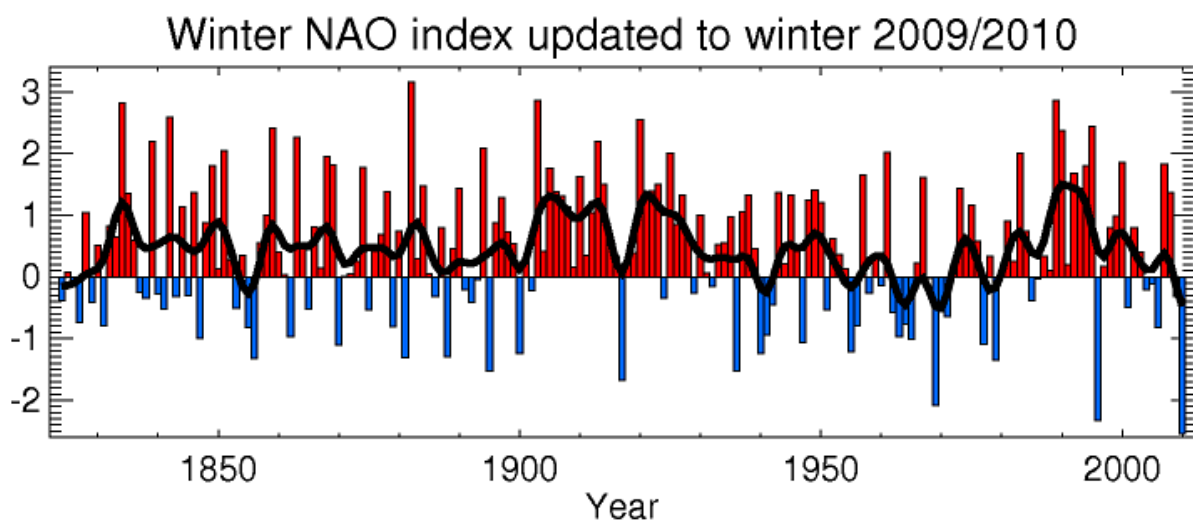


Abb. 4.14 NAO-Index von 1821 bis 2010 nach Jones (OSBORN, 2011)

Auch nach dem obigen NAO-Index von Jones (CRU) weist dieser für den Winter 2009/10 einen negativen NAO-Wert von ca. -2,5 auf. Der kalte Winter 1995/96 weist einen negativen NAO-Wert von ca. -2,2 auf.

Wie bereits durch LECKEBUSCH et al. (2008) bekannt, gibt es verschiedene NAO-Indizes von verschiedenen Institutionen. LECKEBUSCH et al. (2008) stellte auch fest, dass bei der Korrelation der unterschiedlichen Werte diese teilweise voneinander abweichen können. Dennoch hat das Betrachten aller NAO-Indizes eines gemeinsam, dass die Berücksichtigung der negativen NAO-Phase bei der Erklärung von kalten Winterphasen und damit bei dem Zufrieren von Flüssen in Europa von Nutzen sein könnte.

Es wurden im Nachfolgenden die NAO-Indizes von Jones (CRU) (OSBORN, 2011) ausgewertet. Es sollte herausgefunden werden, in welchem Maße eine negative NAO-Phase 2 Monate und 1 Monat vor einem Eisstand auf der Oder signifikant für diesen Eisstand ist, bzw. ob die negative NAO-Phase und ein Eisstand auf der Oder nur Zufall sind. Die Indizes von Jones wurden deshalb gewählt, weil sie bis 1821 zurückgehen, während z.B. der EU-Index erst ab 1950 beginnen und die Indizes von HURRELL (1995) im Jahre 1865. Außerdem korrelieren sie am besten mit dem gängigen EU-Index. Hier besteht ein Korrelationswert von 0,928, also eine sehr hohe Signifikanz. Der NAO-Index von Jones (CRU) wird errechnet aus Werten der Stationen Gibraltar und Reykjavik.

Aufzeichnungen über Eisstände auf der Oder bei Hohensaaten liegen ab dem Winter 1920/21 vor. Es liegt daher ein genügend großer Zeitrahmen vor, um eine gesicherte Aussage treffen zu können.

In Anhang 5 sind der NAO-Index für den Zeitraum von 1920/21 bis 2009/10 jeweils für die Zeiten 2 Monate vor, 1 Monat vor und im Monat des Beginnes des Eisstandes aufgeführt. Für diese Dissertation wurde speziell der negative NAO-Index ausgewertet.

Der o.a. Zeitraum umfasst insgesamt 90 Jahre (Winter). 16 Winter hatten keinen Eisstand in Hohensaaten, während an 74 Wintern Eisstand herrschte. In diesen 74 Wintern war an 40 Wintern 2 Monate vor dem Eisstand die NAO-Phase negativ, also in 54,0 % aller Winter mit Eisstand. In 38 Wintern war die NAO-Phase 1 Monat vor Eisstand negativ, also in 51,3 % aller Winter und in 22 Wintern war die NAO-Phase sowohl 2 als auch 1 Monat vor dem Eisstand negativ, also in 29,7 % der Winter mit Eisstand.

Rückwirkend lässt sich daher sagen, dass in fast der Hälfte aller Winter entweder 2 Monate oder 1 Monat vor dem Eisstand eine negative NAO-Phase herrschte. Diese Ergebnisse sind aber nicht so signifikant, dass sich dadurch ein Eisstand vorhersagen lässt.

Etwas aufschlussreicher ist die Auswertung, in welchen Monaten der Eisstand begann und wie die NAO-Phase 2 Monate, bzw. 1 Monat vorher war. In insgesamt 28 Wintern begann der Eisstand im Dezember und in weiteren 28 Wintern begann er im Januar, während der Eisstand im Februar an 14 Wintern begann.

Bei den 28 Wintern mit Eisstandsbeginn im Dezember war die NAO-Phase 2 Monate vorher 16x negativ, also in 57,1 % der Fälle. Bei den 28 Wintern mit Eisstandsbeginn im Januar war

die NAO-Phase 2 Monate vorher 12x negativ (42,8 %) und im Februar bei 14 Wintern unter den gleichen Bedingungen 8x negativ (57,1 %). Es lässt sich somit sagen, wenn die NAO-Phase im Oktober, November oder Dezember negativ ist, dann ist in ungefähr der Hälfte dieser Fälle 2 Monate später mit einem Eisstand auf der Oder im Bereich Hohensaaten zu rechnen, also im Dezember, Januar oder Februar.

Für den Zeitraum jeweils 1 Monat vor Beginn des Eisstandes und gleichzeitiger negativer NAO-Phase gilt folgendes. Bei den 28 Wintern mit Eisstandsbeginn im Dezember war 1 Monat vorher die NAO-Phase 15x negativ (53,5 %), bei Eisstandsbeginn im Januar war 1 Monat vorher die NAO-Phase 11x negativ (39,2 %) und bei Eisstandsbeginn im Februar war dies 7x (50 %) der Fall. Auch hier sind bis auf die 39,2 % ähnliche Aussagen möglich.

Möchte man daher langfristig abschätzen, ob es zu einem Eisstand auf der Oder kommen wird, so dürften die negativen NAO-Phasen 2 Monate vor einem Eisstand am ehesten hilfreich sein.

In diesem Zusammenhang sei noch auf die Ausführungen von LANGEMATZ et al. (2008) verwiesen, der Zusammenhänge der NAO mit den Sonnenfleckenzyklen in Verbindung brachte. Sollte sich ein solcher Zusammenhang ergeben, dann könnte auch anhand von der Variabilität der Sonnenflecken und unterschiedlicher NAOI auf bestimmte Klimata geschlossen werden. Nach LANGEMATZ et al. (2008) variiert die Intensität der Sonnenstrahlung auf verschiedenen Zeitskalen. Von besonderer Bedeutung für die zwischenjährliche Variabilität der Stratosphäre und damit auch für die NAO sind dekadische Schwankungen, die sich durch einen 11-jährigen Zyklus der Sonnenflecken manifestieren, sowie Schwankungen auf der Zeitskala von Jahrhunderten bis Jahrtausenden, die sowohl durch Variationen des internen Sonnendynamos als auch durch Schwankungen der Erdbahnparameter um die Sonne hervorgerufen werden können. Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus verursacht zunächst ein Temperatursignal in der oberen Stratosphäre. Aufgrund der stärkeren UV-Einstrahlung und der dadurch erhöhten photochemischen Ozonproduktion erwärmt sich die obere Stratosphäre während des Sonnenfleckenmaximums um etwa 1 K im Jahresmittel gegenüber dem Sonnenfleckenmaximum. Auf der längeren Zeitskala zeigt sich insbesondere im 17. Jahrhundert während der Kleinen Eiszeit ein Zusammenhang zwischen solarer Aktivität, der Stratosphäre und dem bodennahen Klima. Rekonstruktionen mithilfe von Proxydaten ergeben ein im Vergleich zu heute kälteres Klima in Zentral- und Nordeuropa. Diese Periode war gekennzeichnet durch eine starke Abnahme der Sonnenflecken; die Sonne befand sich im „Maunder-Minimum“. Ein kausaler Zusammenhang zwischen der reduzierten Einstrahlung und der rekonstruierten Klimaanomalie wurde durch verschiedene Modellsimulationen erklärt. LANGEMATZ et al. (2008) führten verschiedene Autoren für ihre Ausführungen an.

Ein Zusammenhang zwischen dem negativen Sonnenfleckenzyklus im 17. Jahrhundert und den dadurch wesentlich kälteren Wintern mit den Vereisungen der Flüsse dürfte damit zu erklären sein.

4.3 Von der Eisbildung zum Eishochwasser

Beim Entstehen eines Eishochwassers sind verschiedene Faktoren von Bedeutung (siehe Abb. 4.15)

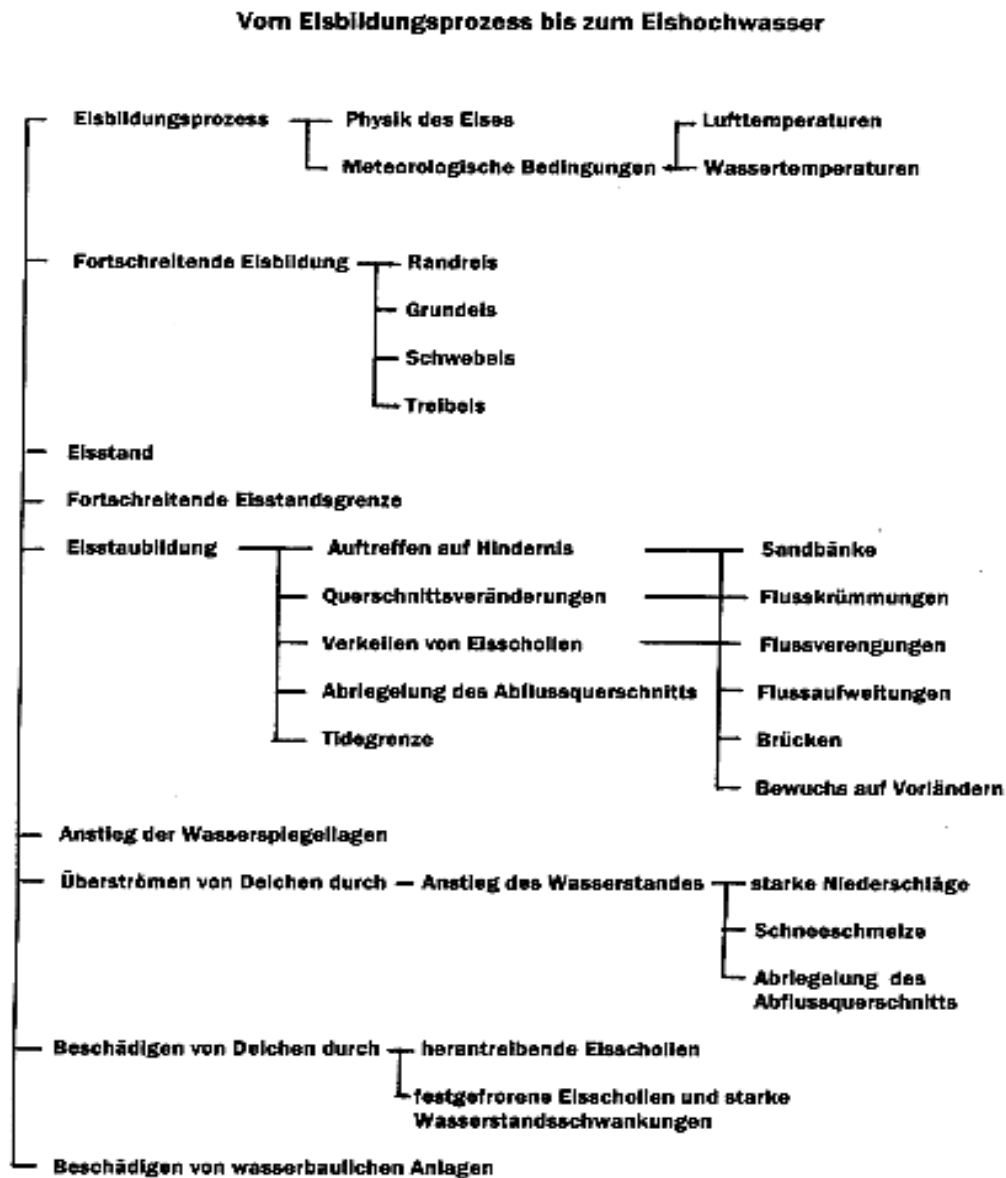


Abb. 4.15 Vom Eisbildungsprozess zum Eishochwasser

Diese einzelnen Faktoren werden in diesem Kapitel näher erläutert. Auch CARSTENSEN (2008) entwickelte eine Graphik (Abb. 4.25), die den Eis(bildungs)prozess dokumentiert.

4.3.1 Physikalische Eigenschaften von Eis

Die physikalischen Eigenschaften des Eises äußern sich z.B. in der Eisfestigkeit und der Eisdicke bezogen auf die Belastung baulicher Anlagen.

4.3.1.1 Physik des Eises

Stehende und fließende Gewässer unterscheiden sich grundsätzlich bei der Eisbildung. Davon unabhängig weist Eis zwei wesentliche Eigenschaften in Bezug auf die Eisbildung auf:

- Bei einer Temperatur von +4 Grad Celsius hat es seine größte Dichte und damit sein größtes spezifisches Gewicht erreicht. Beide nehmen aber bei weiterem Abkühlen wieder ab.
- Das Eis hat ein um 10 % geringeres spezifisches Gewicht als das Wasser, weshalb es auf dem Wasser schwimmt.

Wasser hat bei 4 Grad Celsius eine Dichte ρ von 999,841 kg/m³ (ORTH, 2009). Während alle anderen chemischen Stoffe bei abnehmender Temperatur eine zunehmende Dichte aufweisen, gibt es bei der Phasenumwandlung von Wasser zum Eis eine damit einhergehende Abnahme der Dichte, die durch die Anordnung der Wassermoleküle bei der Kristallisation gegeben ist.

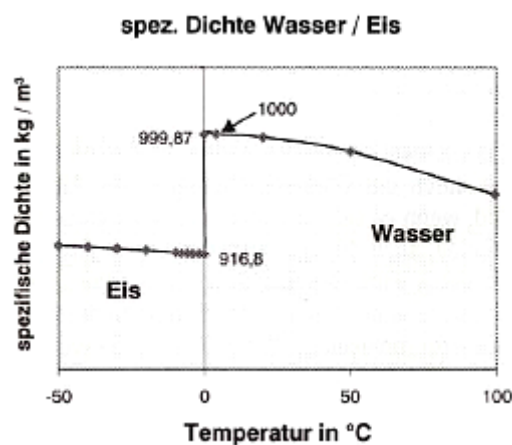


Abb. 4.16 Dichte von Wasser und Eis (BARJENBRUCH, 1998)

Bei der Umwandlung von Wasser in Eis sinkt der Dichtegrad auf 916,8 kg/m³ ab.

Die Dichte nimmt aber bei sinkenden Temperaturen nicht weiter ab, sondern sie steigt wieder an, wie aus Abb. 4.16 ersichtlich ist (BARJENBRUCH, 1998).

Gefriert Wasser mit einer Dichte von $999,84 \text{ kg/m}^3$ bei 0°C plötzlich, dieser physikalische Vorgang wird auch als Kristallisation des Eises bezeichnet, kommt es zu einer zeitnahen Volumenzunahme von $8,3 \%$ (CARSTENSEN, 2008).

BARJENBRUCH (1998) und CARSTENSEN (2008) beschreiben den physikalischen Vorgang bei der Eisentstehung einschließlich Wärmeentzug, Strahlung etc. sehr genau, wobei CARSTENSEN (2008) zusätzlich sehr detailliert auf die Materialeigenschaften des Eises eingeht.

Diese Eigenschaften spielen u.a. beim thermischen Eisdruck, also die Ausdehnung des Eises unter Temperaturänderungen, eine entscheidende Rolle. Durch die Ausdehnung des Eises sind Bauwerke wie Deiche, Anlegestege etc. konkret gefährdet.

Zur Physik des Eises zählt auch der eigentliche Eisbildungsprozess, der aber gesondert in Kap. 4.3.2 behandelt wird.

4.3.1.2 Festigkeitseigenschaften des Eises

Die Festigkeit des Eises ist von folgenden Parametern abhängig:

- Salzgehalt,
- Luftgehalt,
- Verformungsgeschwindigkeit,
- Temperatur,
- Belastungsrichtung im Verhältnis zur Wachstumsausrichtung.

(EAK, 2002)

Zur Beurteilung werden die Druck-, die Zug-, die Biege- oder Biegezug- und die Scherfestigkeit herangezogen.

4.3.1.2.2 Druckfestigkeit

Lasten auf wasserbauliche Anlagen durch Einwirkungen von Eis können u.a. auf verschiedene Weise entstehen:

- a) als Eisstoß durch auftreffende Eisschollen, die von der Strömung oder durch den Wind bewegt werden,
- b) als Eisdruck, der durch nachschiebendes Eis auf eine am Bauwerk anliegende Eisdecke oder durch die Schifffahrt wirkt,
- c) als Eisdruck, der von einer geschlossenen Eisdecke infolge Erwärmung (Temperaturanstieg) auf ein Bauwerk wirkt (EAU, 2005).

Dabei kommt es aber nicht nur auf die Art und Weise an, wodurch ein Eisdruck entstehen kann, sondern es kommt auch auf die Größe möglicher Lasteinwirkungen an. Diese hängen von folgenden Faktoren ab:

- Form, Größe, Oberflächenbeschaffenheit und Elastizität des Hindernisses, auf das die Eismasse auftrifft,
- Größe, Form und Fortschrittsgeschwindigkeit der Eismassen,
- Art des Eises und der Eisbildung,
- Salzgehalt und die davon abhängige Eisfestigkeit,
- Auftreffwinkel
- Maßgebende Festigkeit des Eises (Druck-, Biege- und Scherfestigkeit)
- Belastungsgeschwindigkeit
- Eistemperatur (EAU, 2005).

Ähnlich bzw. ergänzend gibt EHLERT (2006) folgende Parameter an, die für Eislasten berücksichtigt werden müssen:

- Geometrie und Eigenschaften des Eises,
- Dichte und Verteilung des Eises,
- Art des Eises (Eisschollen, Treibeis etc.),
- mechanische Eigenschaften des Eises (Druckfestigkeit, Biegefestigkeit),
- Geschwindigkeit und Richtung des Treibeises,
- Dicke des Eises

(EHLERT, 2006).

In allen diesen Fällen, in denen ein Eisdruck wirksam werden kann, stellt sich die Frage nach der Druckfestigkeit des Eises, also bis zu welchem Druck das Eis belastet werden kann, ohne dass es bricht. Die Eisdruckfestigkeit ist von Bedeutung, wenn Lasten auf wasserbauliche Anlagen durch Eis einwirken können, wie bereits oben kurz beschrieben wurde.

Die Druckfestigkeit von Frischwassereis ist im hohen Maß von der Verformungsgeschwindigkeit abhängig.

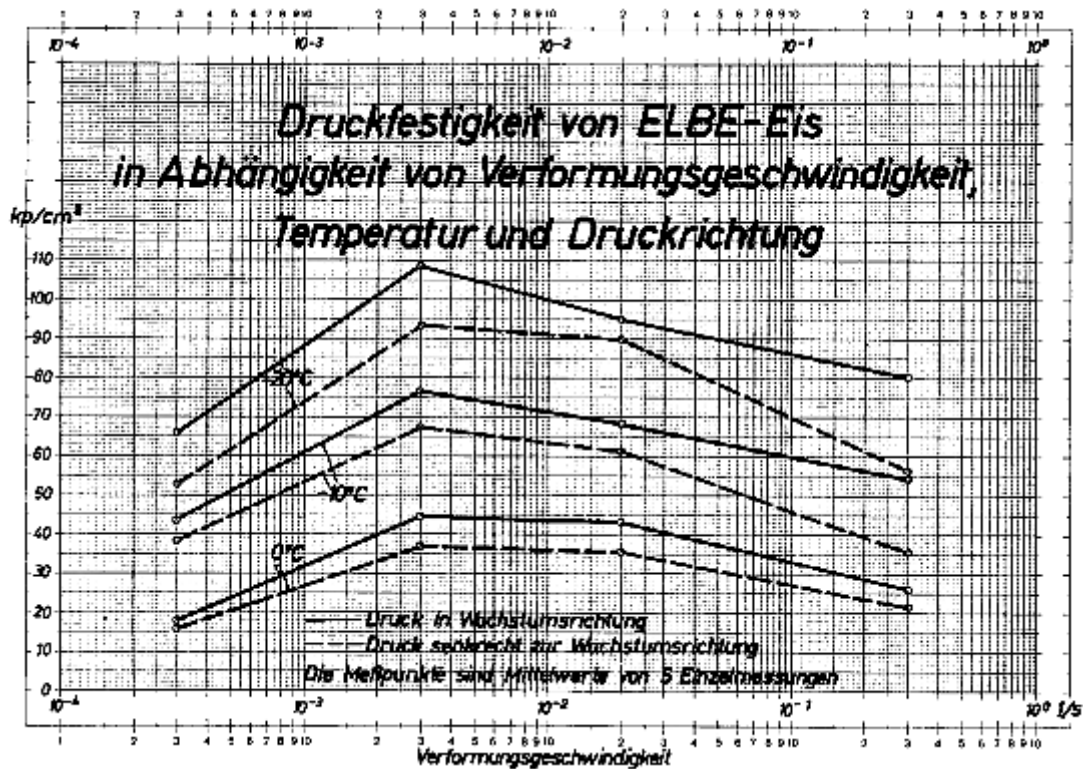


Abb. 4.17 Würfeldruckfestigkeit von Elbe-Eis (Frischwassereis) als Funktion der Verformungsgeschwindigkeit mit der Temperatur und der Druckrichtung als Parameter (SCHWARZ, 1970)

Aus der Abb. 4.17 ist ersichtlich, dass die Druckfestigkeit mit zunehmender Verformungsgeschwindigkeit ansteigt und bei einer Verformungsgeschwindigkeit von $\varepsilon = 0,003 \text{ s}^{-1}$ ihr Maximum erreicht. Die Druckfestigkeit ist ebenfalls von der Wachstumsrichtung des Eises und der Temperatur des Eises abhängig. Sie kann Werte von 45 kp/cm^2 bei 0°C und bis zu 110 kp/cm^2 oder ca. 11 MN/m^2 bei -20°C annehmen. Diese Maximalwerte gelten bei einer Verformungsgeschwindigkeit von $0,003 \text{ s}^{-1}$, bzw. einer Belastungsgeschwindigkeit von $0,11 \text{ MN/m}^2 \cdot \text{s}$ (CARSTENSEN, 2008).

Bei einer Temperatur von 0°C beträgt die maximale Druckfestigkeit $4,5 \text{ MN/m}^2$. Das würde in etwa den Werten von HAGER (2001) entsprechen, der die Druckfestigkeit beim Süßwassereis (Frischwassereis) im Norddeutschen Küstenraum mit 3,5 bis $4,0 \text{ MN/m}^2$ angegeben hat.

Tab. 4.10 Festigkeit des Eises nahe dem Gefrierpunkt (MN/m^2) nach KORZHAVIN (1971) (HAGER, 2001)

Art der Beanspruchung	Flüsse der UdSSR		Norddeutscher Küstenraum	
	Norden/Sibirien	Europ. Teil	Süßwasser-Eis	Meer-Eis
örtl. Zermahlen	2,0–3,0	1,25–1,75		
Druck	1,0–1,2	0,5–0,7	3,5–4,0	1,2–1,5
Biegung	0,9–1,2	0,5–0,7	0,8	0,4
Abscheren	0,5–0,6	0,15–0,3	1,5	0,4–0,6
Zug	0,7–1,0	0,3–0,4	1,5	0,8–1,0
Zug waagerecht			0,8	0,3–0,5

Die oben beschriebenen Festigkeiten sind aber nicht überall einheitlich. Sie variieren nach geographischer Gegebenheiten, Temperaturen und unterschiedlichen Messungen und Versuchen.

Nach DYCK (1980) wird z.B. die Eisdruckfestigkeit mit $2,50 \text{ MN/m}^2$ für Binnengewässer (Süßwassereis) als sogenannte Flächenlast angegeben.

Aber auch diese Werte sind nicht die einzigen bekannten. Von PLAGEMANN (1988) wurden mehrere Literaturangaben bezüglich der Druckfestigkeit ausgewertet. Er schlägt folgende temperaturabhängige Mittelwerte vor:

Tab. 4.11 Festigkeit abhängig von der Temperatur (PLAGEMANN, 1988)

	MN/m^2	
	über -5°C	unter -5°C
bei Meereis	1,0	1,8
bei Süßwassereis	2,1	3,0

Nach EAU (2005) wird für den norddeutschen Küstenraum wegen der meist mäßigen Temperaturen eine Druckfestigkeit für Süßwassereis von $2,5 \text{ MN/m}^2$ angesetzt.

Nach EAK (2002) steigt die Eisdruckfestigkeit im Bereich unter -5°C bei Süßwassereis um $0,45 \text{ MN/m}^2$ je Kältegrad. Dadurch ist eine einfache Umrechnung auch für Eisverhältnisse mit tieferen Eistemperaturen möglich. Bei einem Ausgangswert von $3,5$ bis $4,0 \text{ MN/m}^2$ nach HAGER (2001) und Eistemperaturen nahe dem Gefrierpunkt wären bei -10°C Eistemperatur noch einmal $4,5 \text{ MN/m}^2$ zu addieren. Diese Werte erscheinen angesichts der Werte von KORZHAVIN (1977) für Flüsse des europäischen Teils der UdSSR von $0,5 - 0,7 \text{ MN/m}^2$ und denen von PLAGEMANN (1988) mit $2,1$ bis $3,0 \text{ MN/m}^2$ etwas hoch. Die Werte von Korzhavin

beziehen sich allerdings auf Werte um den Gefrierpunkt. Er gibt auch eine Formel für die Eisdruckfestigkeit bei tieferen Temperaturen an:

$$\delta_0 = 1,1 + 0,35t \quad (\text{MN/m}^2) \quad (4.1)$$

wobei t = mittlere Eistemperatur in Grad Celsius ist. Bei -10°C wäre das ein Wert von $4,6 \text{ MN/m}^2$. Nach SCHWARZ (1970) wurde die Eisdruckfestigkeit bis -12°C untersucht. Formel 4.1 wurde aufgestellt bei Druckversuchen senkrecht zur Wachstumsrichtung. Bei Druckversuchen parallel zur Wachstumsrichtung erhöht sich die Festigkeit um den Faktor 1,3 bis 1,5.

Aus den bisherigen Ausführungen ist daher ersichtlich, dass es keine einheitlichen Werte für die Druckfestigkeit gibt. Sie schwanken zwischen $0,5 \text{ MN/m}^2$ nach KORZHAVIN (1971) für Flüsse des europäischen Teils der damaligen UdSSR und 11 MN/m^2 nach SCHWARZ (1970) bei -20°C . Der entscheidende Faktor neben dem Salzgehalt, dem Luftgehalt, der Verformungsgeschwindigkeit und der Belastungsrichtung dürfte hier die Temperatur sein, d.h. je kälter es ist, desto größer ist die Druckfestigkeit des Eises.

4.3.1.2.2 Zug-, Biege-, Biegezug- und Scherfestigkeit

Biege- oder Biegezugfestigkeit sagt etwas über die Biegespannung in einem auf Biegung beanspruchten Eises aus. Besonders wirkt sich die Biegefestigkeit bei angefrorenem Eis und Wasserstandsschwankungen aus. Das Eis bricht, sobald die Biegefestigkeit überschritten ist.

Die Scherfestigkeit wird als Widerstand bezeichnet, den das Eis tangentialen Scherkräften entgegensetzt. Sie gibt die maximale Schubspannung an, mit der das Eis vor dem Abscheren belastet werden kann, bevor es bricht (EAU, 2005).

Auch hier sind keine einheitlichen Werte feststellbar. Sie variieren je nach Autor, Versuchsanordnungen und geographischen Gegebenheiten.

Nach DYCK (1980) betragen die Biegezugfestigkeiten $1/3$ und die Scherfestigkeit $1/6$ der Eisdruckfestigkeit, während nach der EAU (2005) die Biegefestigkeit und die Scherfestigkeit jeweils $1/3$ der Eisdruckfestigkeit betragen und zwar für Süßwasserverhältnisse. Genauere Werte gibt SCHWARZ (1970) an, der auf Werte von Korzhavin aus der Sowjetunion zurückgreift. Demnach beträgt die Biegezugfestigkeit des reinen Eises $0,9$ bis $1,2 \text{ MN/m}^2$ (für den Norden der UdSSR/Sibirien) und $0,5 - 0,7 \text{ MN/m}^2$ (für den europäischen Teil der UdSSR). Bei der Scherfestigkeit gibt Schwarz ebenfalls Werte von Korzhavin für den europäischen Teil der Sowjetunion von $1,5$ bis $3,0 \text{ kp/cm}^2$ an, was ungefähr $0,15$ bis $0,3 \text{ MN/m}^2$ entspricht, also ca. $1/12$ der Druckfestigkeit aus Tabelle 4.9.

Bei der Zugfestigkeit entscheidet die Stärke des Zuges. Ist die Zugkraft stärker als die Zugfestigkeit, so zerbricht das Eis.

Bereits 1932 wurden diesbezüglich Versuche an der Versuchsanstalt für Baustoffe am Technologischen Gewerbemuseum in Wien durchgeführt (ROMANOWICZ & HONIGMANN, 1932). Die mittlere Temperatur der Eiskörper betrug -8°C . Die Belastungsgeschwindigkeit bei den Zugversuchen betrug im Mittel $0,1 \text{ kg/cm}^2 \cdot \text{s}$. Die Zugfestigkeit wurde im Mittel mit 16,1, 18,3 und $17,7 \text{ kg/cm}^2$ ermittelt, wobei der höchste Einzelwert $24,8 \text{ kg/cm}^2$ betrug. Umgerechnet ist das 1,6 bis $2,4 \text{ MN/m}^2$.

ROMANOWICZ & HONIGMANN (1932) ermittelten auch die Druckfestigkeit, wobei sich Werte von 40,0, 43,0 und $44,1 \text{ kg/cm}^2$, mit einem höchsten Wert von 54,4 und einem niedrigsten von $34,0 \text{ kg/cm}^2$ ergaben. Das entspricht einer Druckfestigkeit von 3,4 bis $5,4 \text{ MN/m}^2$, liegt also auch in der Bandbreite der ermittelten Werte im Kapitel 0.

SCHWARZ (1970) führt Werte für die Zugfestigkeit bei senkrecht zur Wachstumsrichtung des Eises wirkender Zugkraft an, die bei -3°C im Bereich von 10 bis 11 kp/cm^2 oder 1,0 bis $1,1 \text{ MN/m}^2$ (Werte nach Korzhavin) und 15 kp/cm^2 oder $1,5 \text{ MN/m}^2$ (Werte nach Butkovich) liegen.

Genau wie bei der Druckfestigkeit des Eises gibt es auch bei der Biege-, Zug- und Scherfestigkeit größere Unterschiede.

4.3.1.3 Eisdicke und deren Berechnung

Auf Kanälen ist es nach BARJENBRUCH (2002) relativ einfach, die Stärke des Eises festzustellen, da es sich um weitestgehend stehende Gewässer handelt, mit Ausnahme der Bereiche in unmittelbarer Schleusennähe wo durch die Schleusungen Wasserbewegungen stattfinden. Hier friert das Wasser von der Wasseroberfläche aus zu und zwar so tief, bis durch die geschlossene Eisdecke keine Wärme mehr an die Oberfläche kommt. Das heißt, dass ein Kanal niemals bis auf den Grund zufrieren kann.

Grundsätzlich steht ein Gewässer in einem ständigen Energieaustausch mit seiner Umgebung. Der Austausch erfolgt nach BARJENBRUCH (2002) hauptsächlich in Form von

- Strahlung (sichtbarer und infraroter Spektralbereich),
- Verdunstung, bzw. Kondensation, auch als Strom latenter Wärme bezeichnet,
- Konvektion, auch als Strom fühlbarer Wärme bezeichnet,
- Wärmestrom zwischen Wasserkörper und Untergrund (Bodenwärmestrom),
- Advektion (Zustrom vom Wasser abweichender Temperatur),
- Energieeintrag bzw. -entzug durch festen oder flüssigen Niederschlag.

Ist die Bilanz, die sich aus diesen Energie-Teilströmen ergibt, negativ, so kühlt das Gewässer ab.

Hat sich die Wasserfläche auf 0°C abgekühlt, so kann nach dem Ansatz von STEFAN (1889) die zeitliche Zunahme der Eisdicke bei statischer Eisbildung näherungsweise aus der Summe der negativen Werte der unter 0°C liegenden Lufttemperatur-Tagesmittel, der sogenannten Gradtagessumme S, gemäß Gleichung 4.2 bestimmt werden:

$$h_E = \alpha \cdot 3,5 \cdot \sqrt{S} = \alpha \cdot 3,5 \cdot \sqrt{\sum (-T_a) \cdot \Delta t} \quad (4.2)$$

mit:

h_E = Dicke des Eises in cm

S = Gradtagessumme

T_a = Tagesmittel der Lufttemperatur in °C

Δt = Zeitintervall (= 1 d)

α = Konstante

Für zwei aufeinanderfolgende Tage mit Lufttemperatur-Tagesmittel von -5°C und -8°C ergibt sich also eine Summe S von 13 Gradtagen. Die Konstante α berücksichtigt die klimatischen und hydraulischen Bedingungen. Typische Werte liegen im Bereich 0,6 ... 0,8 (ASHTON, 1986). Mit $\alpha = 0,6$ ergibt sich in diesem Fall eine Eisdicke von 7,6 cm nach den beiden Tagen.

Diese Werte gelten für die statische Eisbildung, also bei stehenden Gewässern.

Es gibt weitere Berechnungen für die Eisdicke.

So führt LATTERMANN (2005) Formel 4.3 für die Eisdickemessung auf stehenden Gewässern

$$h_E = 3,68 \cdot \sqrt{\sum T} \quad (\text{cm}) \quad (4.3)$$

und Formel 4.4 für fließende Gewässer Russlands an.

$$h_E = 2,0 \cdot \sqrt{\sum T} \quad (\text{cm}) \quad (4.4)$$

Die Formel von PLAGEMANN (1988)

$$h_E = c \cdot \sqrt[3]{\sum -^\circ\text{C}} \quad (\text{cm}) \quad (4.5)$$

mit:

h_E = Dicke des Eises

$\sum -^\circ\text{C}$ = Kältesumme

C = 5,0 allgemein

$C = 7,5$ für langsam fließende Gewässer

ist ähnlich aufgebaut. Sie bezieht sich auf westpolnische Flüsse und kann daher für die Oder als repräsentativ angenommen werden. Bei der Formel 4.3 und 4.4 sind die Tagestemperaturen mit (-1) zu multiplizieren.

Für sehr langsam fließende Gewässer verhält sich die Eisbildung ähnlich den stehenden Gewässern. Als Grenzwert für Flüsse in Nordamerika wird eine Fließgeschwindigkeit von 0,6 m/s angegeben (ASHTON, 1986). Es handelt sich hier um eine „quasistatische“ Eisbildung.

Auf Flüssen ist es weitaus schwieriger anhand bestimmter Parameter die Dicke des Eises zu bestimmen. Ein Grund sind die starken Strömungsturbulenzen. Dadurch gefriert ein Fluss nicht immer an der gleichen Stelle auf dieselbe Weise zu. Dann kann es durch heranschwimmende Eisschollen zu einem Eisstau mit möglichen Eisversetzungen kommen, bei denen sich die Eisschollen über- und untereinander türmen und verkeilen. Näheres dazu wird in den kommenden Kapiteln erläutert.

Aufgrund der unterschiedlichen Möglichkeiten bei der Bildung eines Eisstaus oder einer Eisversetzung werden auch die unterschiedlichsten Eisdicken angeführt.

THIELEMAN (1907) beschrieb für die Elbe bei Melnik eine Eisdicke von höchstens 30 cm, wenn der Fluss normal von den Ufern her zufriert. Er führt aber auch ein Beispiel vom Winter 1894/95 an. Bei Schönebeck an der Elbe erreichte das sogenannte Packeis, das Eis der Eisstöße, eine Dicke von 250 cm. Diese Dicke von 250 cm dürfte auch im Unterwasser der Staustufe Geesthacht aufgetreten sein wie auf Abb. 5.4 zu sehen ist (Eisbrecher beim Einsatz im Packeis).

Nach KLEINE (1990) erreichte das Kerneis der Eisschollen auf der Elbe in mittleren Wintern eine Dicke von rund 15 cm, im strengen Winter (1986/87) rund 25 cm. Mit den Eisbärten (auftreibendes mit Schwebstoffteilchen versehenes Grundeis, welches sich unter die Schollen heftet und anfriert) unter den Schollen können diese je nach Scholldurchmesser Dicken von 0,70 bis 1,50 m erreichen (siehe Abb. 4.30).

GARBRECHT (1982) gibt die Eisdicken auf der Elbe bei Oberflächeneis zwischen 10 und 12 cm, bei Schnee-Eis zwischen 25 und 35 cm an und bei Grundeis zwischen 35 und 50 cm an. Durch Zusammenfrieren bei Eisstand oder Eisversetzungen kann die Eisdicke wesentlich größer sein. Auch er führt Eisdicken von bis zu 2,50 m an, die im Winter 1940 in der Elbe gemessen wurden.

Gemäß MANIAK (2005) sind Berichten zufolge auf der Elbe ebenfalls Eisdicken von bis zu 2,50 m gemessen worden, wobei das Kerneis der einzelnen Schollen bis zu 0,70 m ausmachte.

Zur Überprüfung der Werte soll nach der Formel 4.5 von PLAGEMANN (1988) die Eisdicke auf der Oder für den Winter 2002/2003 berechnet werden. Die Daten über die Eisbildung wurden

von dem WSA EBERSWALDE für den Pegel Hohensaaten-Finow zur Verfügung gestellt. Dort bildete sich am 10.12.2002 Treibeis, und ab 15.12.2002 herrschte Eisstand, also eine geschlossene Eisdecke. Nach den Unterlagen des DWD (2011) (Station Lindenberg, ca. 40 km von der Oder entfernt) betrug bis dahin die Kältesumme, also die Summe der Tage mit mittleren Tagestemperaturen unter 0 °C (Eistage) -44,6 °C. Nach der Formel 4.5 ergibt das eine Eisdicke von 12,92 (allgemein) bzw. 19,38 cm (langsam fließende Gewässer). Die Eisdicke wächst bis zum 26.12.2002 noch bei einer Kältesumme von -68 °C auf 14,35 (allgemein) bzw. 21,53 cm (langsam fließende Gewässer).

Dennoch ist es schwierig, die Entwicklung der Eisdicke abzuschätzen oder zu berechnen, da ein ständiger Wechsel von positiven und negativen Tagesgradsummen auftreten kann wie aus Tab. 4.12 ersichtlich ist.

Tab. 4.12 Tagesmitteltemperaturen (letzte Spalte) der Station Lindenberg (10393) des Deutschen Wetterdienstes unter DWD (2011) (Auszug) (TM sind die Tagesmittelwerte 2 m über dem Boden)

STAT	JJJJMMDD	QN	TG	TN	TM
10393	20030118	10	-2.4	-1.0	1.0
10393	20030117	10	-1.7	0.2	2.6
10393	20030116	10	1.4	2.5	4.3
10393	20030115	10	1.8	2.8	4.5
10393	20030114	10	1.6	2.4	4.4
10393	20030113	10	-2.1	-1.9	0.0
10393	20030112	10	-6.1	-6.1	-2.3
10393	20030111	10	-16.6	-11.5	-7.9
10393	20030110	10	-13.2	-8.3	-5.9
10393	20030109	10	-17.4	-16.0	-11.2
10393	20030108	10	-21.2	-16.7	-14.1
10393	20030107	10	-19.4	-15.4	-11.4
10393	20030106	10	-12.2	-10.1	-6.3
10393	20030105	10	-13.4	-10.6	-7.4
10393	20030104	10	-9.3	-6.1	-3.0
10393	20030103	10	-1.7	-1.4	0.2
10393	20030102	10	-0.1	0.3	4.7
10393	20030101	10	-17.0	-13.4	-7.8
10393	20021231	10	-13.8	-10.1	-4.8
10393	20021230	10	-3.1	-2.4	0.9
10393	20021229	10	-0.9	2.6	4.6
10393	20021228	10	-0.5	1.0	1.7
10393	20021227	10	-2.2	-0.9	1.0
10393	20021226	10	-3.5	-2.8	-1.2

Im Winter 2002/03 gab es ab dem 5.12.2002 bis zum 26.12.2002 (bis auf den 17.12.2002 mit +0,5 °C) negative Tagesmitteltemperaturen an der Station Lindenberg mit einer negativen Tagesgradsumme von -92,1 °C. Vom 27.12.2002 bis zum 30.12.2002 ergab sich eine positive Tagesgradsumme von +8,2 °C, dann wieder bis zum 1.1.2003 eine negative Tagesgradsumme von -12,6 °C, dann bis zum 3.1.2003 wieder eine positive Tagesgradsumme von

+4,9 °C und vom 4.1. bis zum 12.1.2003 wieder eine negative Tagesgradsumme von -69,2 °C. Bis zum 17.1.2003 gab es dann wieder eine positive Tagesgradsumme von +20,1 °C. Ab dem 14.1.2003 verschwand die Eisdecke und es herrschte wieder Treibeis (siehe Tab. 4.6).

Addiert man die positiven und negativen Tagestemperaturen bis zum 14.1.2003, so ergibt sich eine Kältesumme von -160,8 °C. Daraus ergäbe sich nach Formel 4.4 eine Eisdicke von 25,4 cm. Sieht man dabei von Eiszusammenschiebungen ab, so erscheint dieser Wert durchaus realistisch. Allerdings sehen die Formeln lediglich die negativen Tagesmitteltemperaturen vor, welche in die Berechnung eingehen. Sobald zwischenzeitlich an einem oder mehreren Tagen die Tagesmitteltemperatur über 0 °C beträgt, sind diese Formeln nicht mehr anzuwenden. Die Berechnung der Tagesmitteltemperaturen erfolgt nach BLÜTHGEN (1980) nach den Zeiten T_7 , T_{14} , T_{21} und T_{24} . Das heißt, dass die Temperaturen um 07.00, 14.00 und zweimal um 21.00 Uhr zu einem Mittelwert zusammengefasst werden und durch 4 dividiert werden. Ergibt sich dann ein negativer Tageswert, so fließt dieser in die Berechnung ein.

Geht man also von reinen Eistagen aus, bei denen die Temperatur nicht über 0 °C steigt, so besteht darin eine Diskrepanz, denn 2003 sind die Eistage durch Tage mit einer mittleren Tagestemperatur über 0 °C unterbrochen. Nach den Ausführungen von BARJENBRUCH (2002) ergibt sich bei positiven Tagestemperaturen eine positive Strahlungsbilanz, das Eis taut. Unter der festen Eisdecke kann aber durch Bildung von Grundeis und Schwebeis, das von unten an die bestehende Eisdecke anhaftet, die Dicke der bestehenden Eisdecke gleich bleiben oder sogar wachsen. Genauere Angaben könnten lediglich durch Eisdickenmessungen belegt werden, wie sie laut BARJENBRUCH (2005) im Jahre 2005 bei stehenden Gewässern auf dem Main-Donau-Kanal in der Nähe von Nürnberg durchgeführt wurden. Für fließende Gewässer gibt es diese Eisdickenmessungen nicht mehr. Solche Messungen wären aber hilfreich, da im Gegensatz zu stehenden Gewässern ein fließendes Gewässer nicht gleichmäßig zufriert, sondern es häufig zu Eiszusammenschiebungen kommt.

In diesem Kapitel wurde bereits für den Winter 2001/02 die Eisdicke nach der Formel 4.5 von PLAGEMANN (1988) berechnet. Am Beispiel des Winters 2005/06 sollen die drei Formeln von ASHTON (1986), LATTERMANN (2005) und PLAGEMANN (1988) für die Oder bei Hohensaaten-Finow verglichen werden.

Es herrschte vom 2.1. bis 16.1.2006 Rand- und Treibeis bei einem Durchfluss von 290 bis 400 m³/s. Vom 17.1. bis zum 16.2.2006 herrschte eine geschlossene Eisdecke. In dieser Zeit summierte sich die Kältesumme auf -152,3 °C. Insgesamt wurden vom 2.1.2006 bis zum 16.2.2006 eine Kältesumme von -192,6 °C gemessen.

Bei dieser Kältesumme würde die Eisdicke nach der Formel 4.4 (LATTERMANN, 2005), Formel 4.2 (ASHTON, 1986) und Formel 4.5 (PLAGEMANN, 1988) wie folgt betragen:

- LATTERMANN (2005) = 27,7 cm für fließende Gewässer Russlands
- ASHTON (1986)/STEFAN (1888) = 29,1 cm für sehr langsam fließende Gewässer
- PLAGEMANN (1988) = 26,78 cm für langsam fließende Gewässer Westpolens

Die Eisdicken an der Oder dürften sich demzufolge Mitte Februar 2006 in einem Bereich um 30 cm bewegen. Das gilt allerdings nur für den Fall, dass die Oder vom Rand zur Mitte hin zufriert und sich die Eisschollen nicht über- und untereinander schieben. In der Regel sind daher die Eisdicken wesentlich stärker, vor allem im Bereich der Ufer und zwischen den Bühnenfeldern wie Abb. 4.18 anlässlich eines Eisaufbruches zeigt:



Abb. 4.18 Eisaufbruch am 11.1.2009 unterhalb von Hohensaaten-Finow auf der Oder (WSA EBERSWALDE)

Das Bild zeigt auch, dass die einzelnen Eisschollen in diesem Fall vielleicht zwischen 5 und 10 cm dick sind, aber durch das über- und untereinander schieben eine enorme Stärke erreichen.



Abb. 4.19 Eisschollen am Ufer der Oder bei Reitwein, Winter 2008/09 (WSA EBERSWALDE)

Nach Ablauf des Wassers blieben sie am Ufer liegen. Hier dürfte die Dicke etwa 20-30 cm sein. Deutlich sind unterhalb der Eisschollen die Eisbärte zu sehen, d.h. hier heften sich die Eiskristalle von unten an die treibenden Eisschollen (siehe auch Abb. 4.23).

Wie aus Literaturangaben und durch Berechnungen festgestellt wurde, ist es nicht möglich, exakt die Dicke der Eisschollen, bzw. des Eises zu bestimmen. Bei treibenden Eisschollen dürften aber Werte bis ca. 35 cm realistisch sein.

4.3.1.4 Eisdickenmessungen

Im vorigen Kapitel wurde festgestellt, dass die Eisdicke nach verschiedenen Formeln berechnet werden kann. Sinnvoll erschiene es, solche Eisdickenmessungen in natura durchzuführen und Berechnungs- und Messergebnisse zu vergleichen.

Bei Schifffahrtskanälen werden solche Eisdickenmessungen bereits im Mittellandkanal und im Main-Donau-Kanal durchgeführt. Näheres dazu ist zu finden unter BARJENBRUCH (2002).

Da es sich hier aber um mehr oder weniger statische Eisverhältnisse handelt, also ohne nennenswerte Strömung mit Ausnahme von Wasserbewegungen durch Schleusungen, wird hierauf nicht näher eingegangen.

Eisdickenmessungen auf fließenden Gewässern dagegen gestalten sich schwieriger. Sie sind nach Aussagen der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung aus Gründen der Sicherheit der messenden Personen nicht mehr zugelassen.

In der ehemaligen Deutschen Demokratischen Republik wurden solche Eisdickenmessungen aber noch u.a. an der Oder im Zusammenhang mit Durchflussmessungen unter Eis durchgeführt. Abb. 4.20 zeigt die Auswertung einer solchen Messung. Es ist deutlich die

Eisdecke (schraffiert) zu sehen. Die mittlere Eisdicke wird mit 0,47 m angegeben. Darunter befindet sich Eisbrei. Das sind Eiskristalle, die sich vom Gewässergrund lösen und zur Oberfläche aufschwimmen und teilweise sich an Sedimente anheften. Der Eisbrei kann den Gewässerquerschnitt einengen oder sogar absperren und dadurch zu einem Aufstau des Wassers führen (LANDESTALSPERRENVERWALTUNG SACHSEN, 2007).

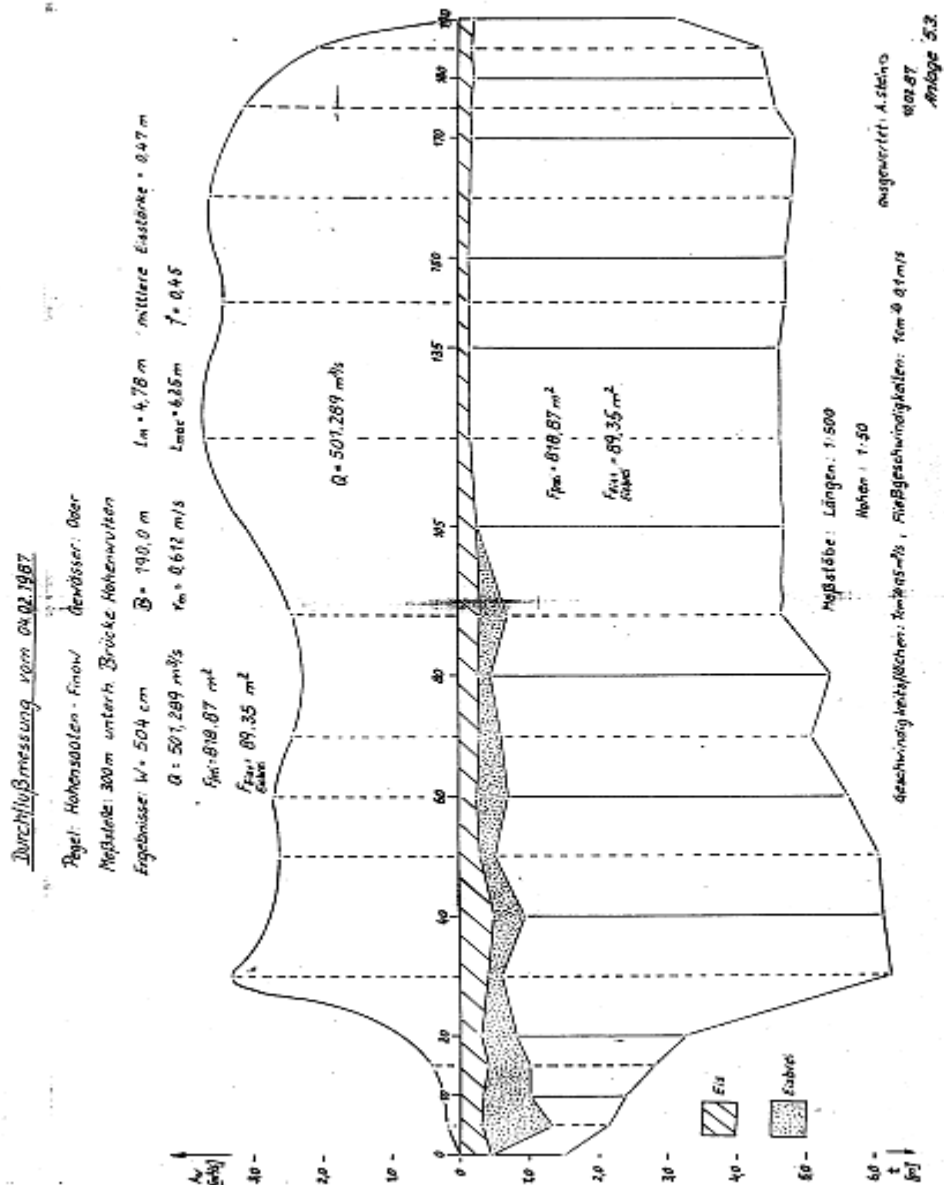


Abb. 4.20 Eisdickenmessungen und Durchflußmessungen unter Eis am 4.2.1987 auf der Oder bei Hohenwutzen vom damaligen Wasserstraßenhauptamt Berlin, zur Verfügung gestellt von der BfG Koblenz

Nach Unterlagen des DWD (2011) (Station Lindenberg in Brandenburg) betrug vom 4.1.1987 bis zum 4.2.1987 die Kältesumme -264,1 °C.

Am 4.1.1987 traten auf der Oder bei Hohensaaten die ersten Eiserscheinungen als Treibeis auf. Das Treibeis währte bis zum 11.1.1987. Ab dem 12.1.1987 gab es bis zum 4.2.1987 eine geschlossene Eisdecke.

Die aus Kapitel 4.3.1.3 bekannten Eisdickenberechnungen ergaben für die ermittelte Kältesumme nach der Formel 4.4 (LATTERMANN, 2005), Formel 4.2 (ASHTON, 1986) und Formel 4.5 (PLAGEMANN, 1988) von

LATTERMANN (2005) eine Eisdicke von	32,50 cm,
ASHTON (1986) eine Eisdicke von	34,12 cm,
PLAGEMANN (1988) eine Eisdicke von	20,15 cm (allgemein)
PLAGEMANN (1988) eine Eisdicke von	30,23 cm (langsam fließend)

Aus der gemessenen Eisdicke (0,47 m) und den berechneten Eisdicken ergibt sich eine Differenz. Wird die Eisdecke nach PLAGEMANN (1988) für langsam fließende Gewässer nach der Formel 4.5

$$7,5 \cdot 3 \cdot \sqrt{264,1} = 48,12 \text{ cm}$$

Berechnet, so ergeben sich ähnliche Werte wie bei der Eisdickenmessung aus Abb. 4.20.

Würde man die gemessene Eisdicke als gegeben hinnehmen, so könnte sich diese Eisdicke auch aus der Kältesumme nach der Formel von ASHTON (1986): $3,5 \cdot \sqrt{T}$ aus Kältesumme \cdot der Konstanten 0,8 = 45,50 cm ergeben. Da ASHTON (1986) die Konstante zwischen 0,6 und 0,8 angegeben hatte, kommt man ohne Änderung der Formel mit der Konstanten 0,8 annähernd auf die gemessene Eisdicke von 47 cm bei langsam fließenden Gewässern (quasistatisch Eisbildung).

Warum ist es so wichtig, die Dicke des Eises, bzw. der Eisschollen zu wissen?

Vom Eis gehen Eislasten aus, die sich auf Bauwerke (Brücken, Dalben, Schleusen) und Ufer (Deiche) auswirken. Je nach Stärke des Eises müssen unterschiedliche Lastansätze berücksichtigt werden.

Nach den Erläuterungen von Kapitel 4.3.1.2 wird unterschieden nach

- dynamischen Eislasten (Auftreffen von Treibeis auf Hindernisse)
- quasistatische Eislasten (stehendes Eisfeld, das von Wind und Strömung gegen ein Hindernis gedrückt wird)
- statische Eislasten (thermischer Eisdruck bei raschem Temperaturanstieg und geschlossener Eisdecke) (HAGER, 2001).

Auf diese Eislasten wird aber noch in Kap. 5.1 eingegangen.

4.3.2 Eisbildungsprozess im Allgemeinen und in fließenden Gewässern

Wie bildet sich aber Eis auf dem Wasser?

Der Eisbildungsprozess besteht nach STRAUCH et al. (1957) grundsätzlich aus drei Teilen:

- Das Wasser kühlt sich an seiner Oberfläche ab. Das kalte Wasser sinkt auf Grund seines größeren Gewichtes nach unten und wärmeres Wasser steigt auf. Dieser Prozess setzt sich solange fort, bis das Wasser auf 0 Grad Celsius abgekühlt ist. Wird nun durch weitere Kälteeinwirkung der Gefrierpunkt unterschritten, so bildet sich Oberflächeneis.
- Beim Kristallisationsprozess treten bei Unterkühlung der Oberflächenschicht von den unzähligen am Ufer befindlichen Kristallkeimen und von den auf dem Wasserspiegel selbst vorhandenen Kristallisationszentren zunächst flache, aber breite Kristallnadeln und -äste hervor, die schnell vorwärtsschiessen, zu kleinen Plättchen aneinanderwachsen und schließlich eine zusammenhängende Eisschicht bilden.
- Der dritte Eisbildungsfaktor ist die Wärmeabfuhr des Wassers an die Atmosphäre, die ununterbrochen vor sich gehen muss. Bei der Kristallisation von Wasser zu Eis wird Wärme, und zwar 79,4 cal/g freigesetzt, welche an die Atmosphäre abgegeben wird.

Dieser Eisbildungsprozess gilt für stehende Gewässer. Bei langsam fließenden Gewässern, also z.B. oberhalb einer Staustufe, gelten dabei ähnliche Verhältnisse (STRAUCH et al., 1957).

Bereits 1927 wurde auf die Eisbildung und den Wärmehaushalt der Gewässer in einer Abhandlung eingegangen. Neben den bereits durch STRAUCH et al. (1957) dargelegten Faktoren wurde noch ein weiterer Faktor angegeben. Demzufolge erfolgt die Wärmeabgabe vom Wasser an die Luft im Wesentlichen an der Wasseroberfläche. Sie muss durch tiefe Lufttemperaturen, Wind, Verdunstung und Ausstrahlung von der Wasseroberfläche her unterstützt werden (SCHWALBE, 1927).

Im Mündungsgebiet der Oder vollzieht sich die Eisbildung ähnlich wie bei stehenden Gewässern auf „statische“ oder „bedingt dynamische“ Art und Weise, d.h. die Wasseroberfläche friert von den Ufern her zu, während weiter stromaufwärts fortschreitend nur noch die „dynamische“ Eisbildung auftritt (FREYDANK, 1986). Statische Eisregime findet man auf Seen, Kanälen und langsam fließenden Gewässern ($v < 0,2$ m/s), dynamische Eisregime auf Flüssen und Strömen ($v > 0,8$ m/s) wie Elbe und Oder und bedingt dynamische Eisregime auf staugeregelten Flussstrecken wie z.B. Abschnitte der Oder-Havel-Wasserstraße (VOß, 1998).

4.3.3 Bildung von Rand-, Grundeis und Eisschollen

Der für stehende Gewässer geltende Eisbildungsprozess gilt auch im Fluss zunächst in etwa vorhandenen Buhnenfeldern, die sich in hydrothermischer Hinsicht kaum von stehenden Gewässern unterscheiden. Hier bildet sich von den Ufern her das sogenannte Randeis, das bis zu Mittelwasser-Abflüssen die Buhnenfelder bedeckt (KLEINE, 1990).



Abb. 4.21 Randeis an einer Buhne auf der Oder am 5.2.2009 (SCHIEBERLE, 2011)

Auf Abb. 4.21 ist eine Buhne bei Mittelwasserabfluss zu sehen. Rechts und links davon bildete sich eine geschlossene Eisdecke, während auf dem Strom noch dichtes Treibeis herrschte. An der Buhne selbst kann gesehen werden, dass sich an einem Hindernis (Steine, kleine Büsche) zuerst Eis bildet.

Am Gleithang fällt die Randeisdecke etwa mit der Streichlinie (Verbindungsline der Buhnenköpfe) zusammen. Sie kann aber auch bei schwacher Strömung über die Streichlinie hinauswachsen. Der in Krümmungen am konkaven Ufer (Prallhang) anliegende Talweg mit der höchsten Strömungsgeschwindigkeit verhindert durch die Strömung und Turbulenz im Wasserkörper ein Anwachsen des Randeises (KLEINE, 1990). Hierdurch entsteht in gekrümmten Flussabschnitten eine ständig schwankende Breite der mit Randeis bedeckten Wasseroberfläche.

In rasch fließenden Gewässern gibt es einen anderen Eisbildungsprozess und zwar in zweierlei Formen: als Grund- und als Schwebeis.

Durch den beim Strömen des Flusswassers entstehenden turbulenten Massen- und Wärmeaustausch durch alle Schichten hindurch kommt es annähernd zu gleichen Wassertemperaturen im gesamten Fließquerschnitt. Sobald die Temperatur $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ erreicht hat und der Wasserkörper nur geringfügig weiter unterkühlt wird (ca. $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$), entsteht Schwebeis (CARSTENSEN, 2008). Das sind sehr kleine Eisplättchen mit einem Durchmesser von etwa $1/10\text{ mm}$.

Grundeis bildet sich dann, wenn aufgrund des turbulenten Massen- und Wärmeaustauschs das unterkühlte Wasser bis auf den Flussgrund gelangt und dieser sich dadurch abkühlt. Eine dünne Grenzschicht am Grund nimmt die Temperatur des sie umspülenden unterkühlten Wassers an. Auf ihr entsteht dann das Grundeis, welches immer mehr anwächst. Als Beispiel hierzu dient Abb. 4.22. Hier sieht man an der noch offenen Stelle im Wasser das von unten wachsende Grundeis.



Abb. 4.22 Wilde Weißeritz/ Grund- und Randeis vom 08.01.2009 (Foto: BfUL unter www.umwelt.sachsen.de/de/wu/umwelt/lfug/lfug-internet/bilder.pdf)

Auch hier spielt die Kristallisation wieder eine wichtige Rolle, weil sich an der die Flusssohle mit Erdmaterial, Sandkörnern und Steinen Eiskristalle leichter festsetzen können. Sind genügend Eiskristalle gebildet worden, so lösen sich diese durch ihr geringeres Gewicht und treiben auf, häufig unter Mitnahme von anhängendem Sand oder Kies (STRAUCH et al., 1957). Strauch bezieht sich dabei auf die Theorie von ALTBURG (1924), der diesen Prozess

bereits beschrieb. Es kann sich aber mitunter im Laufe des Winters die Bodenschicht so unterkühlen, dass das Grundeis sich nicht löst, sondern von der Sohle bis zur Oberfläche anwächst und dabei Eisinseln bildet. Kommt zu anhaltend tiefer Lufttemperatur starker Nord- oder Ostwind, dann sind der Wärmeentzug und die Unterkühlung umso intensiver. Durch diese starken Turbulenzen und den starken Wind wurden in Russland bereits Grundeisbildungen in Flüssen in einer Tiefe von 15 Metern beobachtet (STRAUCH, 1954). Erstmals beobachtet wurde die Grundeisbildung in Deutschland in der Nacht vom 21./22. Februar 1894 in der Oder von Bediensteten des Wasserbauamtsbezirkes Ratibor. In dieser Nacht herrschte starker Ostwind bei $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die Bediensteten entnahmen der Oder einen Stein und fanden dort einen ca. 0,5 mm starken Überzug aus Eis. Diese Eisdecke nahm schnell zu, und es bildeten sich an den einzelnen Steinen büschelartige Ansätze in der Stromrichtung aus, die rasch anwuchsen. Die büschelartigen Ansätze wurden immer größer, bis sie sich durch die Strömung vom Grunde lösten und aufsteigen (ODERSTROM, 1896). Die Ablösung von der Gewässersohle wird als siggen, das abgelöste, schwimmende Grundeis als Siggeis (auch Schwebeis) bezeichnet.

Wie bereits beschrieben, haften sich die Eiskristalle an im Wasser reichlich vorkommende Kristallkerne der Sink- und Schwebstoffe fest und wachsen so zu Schwebeis zusammen. Besteht neben starker Unterkühlung eine starke Turbulenz, dann wachsen die Eisplättchen weiter und ballen sich zu Klumpen zusammen (STRAUCH, 1954). Begünstigt wird das Ganze noch durch Schneefall, weil die Schneeflocken wie Kristallisationskerne im Wasser wirken (KLEINE, 1990).

Im strömendem Wasser treibt, nach dem Aufschwimmen, das mit Schwebeis zu Klumpen vereinigte Grundeis zunächst als lose Masse davon, nach GARBRECHT (1982) auch Eisschlamm genannt. Diese Klumpen drehen sich im freien Strom ständig und wachsen zu runden Schollen zusammen. Innerhalb dieser schwimmenden Gebilde von zunächst lockerem Eis befindet sich stilles Wasser, das nunmehr zu Kerneis gefriert. Die Stärke solcher Eisschollen kann nach längerem Treiben bis zu 20 cm und mehr zunehmen, wobei nach MANIAK (2005) Kerneisdicken von 70 cm gemessen wurden.

Eine weitere Aufnahme (Abb. 4.23) zeigt eine solche Eisscholle, an deren Unterseite sich sogenannte „Eisbärte“ befinden, also aufgeschwommenes Grundeis und Schwebeis, das sich an der Unterseite der Schollen festgesetzt hat. Zu erkennen ist auch die enorme Stärke dieser Eisscholle von vielleicht 50 cm Dicke ohne den Eisbart.



Abb. 4.23 Eisschollen mit Eisbärten an der Oder im Januar 1982 (Foto: Trömel)

Diese einzelnen oder in Feldern zusammengeschlossenen schwimmenden Eisschollen bezeichnet man als Treibeis.

Diese Eisschollen sind fast immer in drehender Bewegung. In Ufernähe und an dem Randeis entlang sind die Eisschollen wegen der stärkeren Drehung und Reibung kleiner, während sie zur Strommitte hin an Größe zunehmen. An den Rändern häuft sich infolge des gegenseitigen Aneinanderreibens ein Wulst von Eisstücken. Dieses wird nach STRAUCH (1954) auch Tellereis genannt.



Abb. 4.24 Treibeis auf der Oder mit Randeisbildung (SCHIEBERLE, 2011)

Abb. 4.24 zeigt deutlich die Randeisbildung und treibende Eisschollen, bei denen sich an den Rändern durch Aneinanderreiben und drehende Bewegungen ein Wulst von Eisstücken bildet. In der Mitte der Eisscholle ist das Kerneis zu sehen.

Das Bilden von Treibeis bis hin zur geschlossenen Eisdecke ist in seiner Art und Weise kein typisches Phänomen der Oder und Elbe. In fast allen Flussgebieten der kälteren Regionen der Erde tritt Treibeis auf.

Abb. 4.25 verdeutlicht anschaulich diesen Eisbildungsprozess bis zu einer geschlossenen Eisdecke:

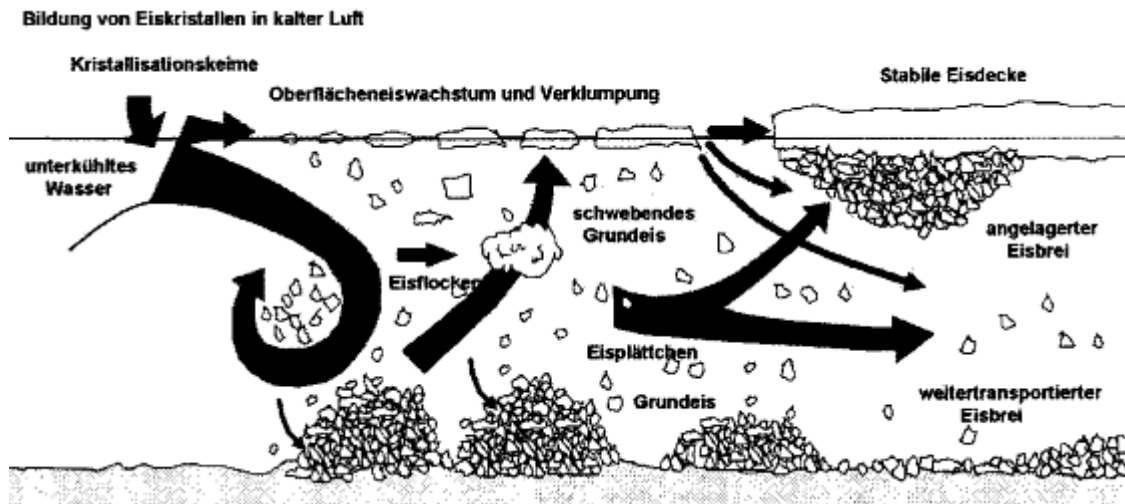


Abb. 4.25 Eisbildungsprozess bei turbulentem Abfluss (CARSTENSEN, 2008) nach WHITE (2006)

4.3.4 Eisstau- und Eisversatzbildung

Wie kann sich aber aus Treibeis ein Eisstau, Eisstand oder eine Eisversetzung entwickeln?

Abb. 4.26 aus CARSTENSEN (2008) erklärt den Zusammenhang und wird den einzelnen Ausführungen vorangestellt:

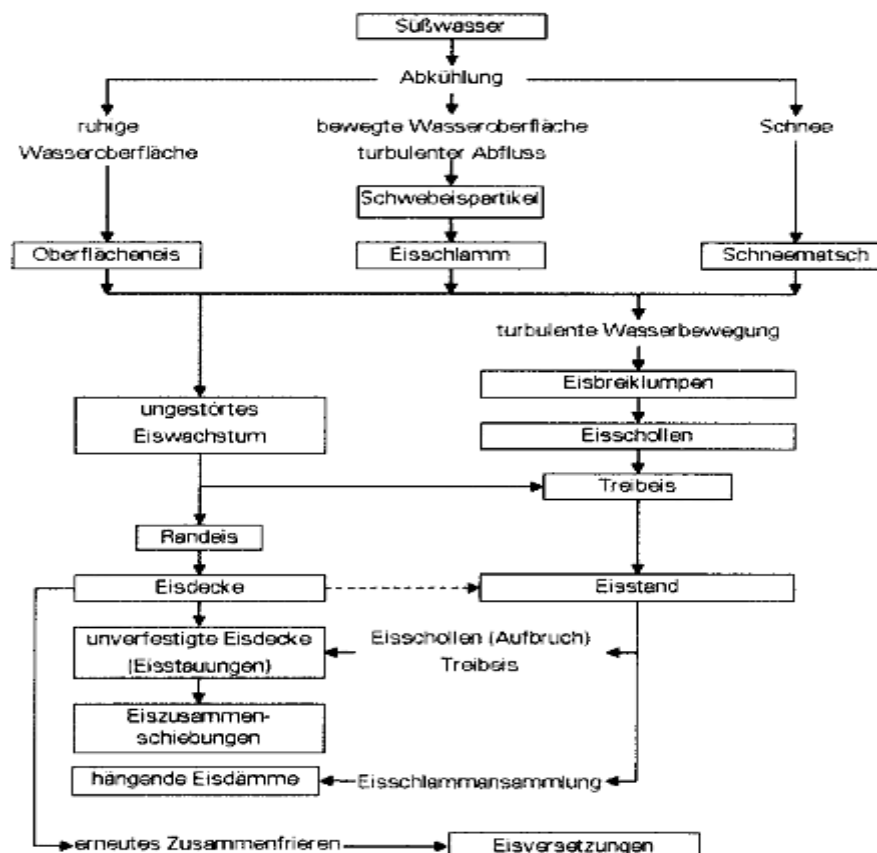


Abb. 4.26 Klassifizierung der Eisprozesse, aus CARSTENSEN (2008)

4.3.4.1 Begriffsbestimmungen und allgemeine Erläuterungen

Die folgenden Begriffsbestimmungen (siehe Tab. 4.13) für einzelne Eisarten wurden u.a. von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes herausgegeben und vom Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde veröffentlicht.

Tab. 4.13 Begriffsbestimmungen für Eis- und Schifffahrtsverhältnisse (WSA EBERSWALDE, 2011)

Eisverhältnisse		
Benennung, Eisart	Abkürzung	Erklärung
keine Meldung	x	-
eisfrei	F	Zustand eines Gewässers nach dem Abschmelzen eines Gewässers bzw. wenn sich noch kein Eis gebildet hat
Randeis	R	Eis, das sich an der Wasseroberfläche vom Ufer oder von Einbauten her gebildet hat und vom Ufer her weniger als 1/3 der Gewässerbreite überdeckt
Grundeis	G	Eis, das sich am Gewässergrund gebildet hat
Scholleneis	S	Bruchstücke der Eisdecke oder einer Scholleneisdecke verschiedener Größe
dichtes Scholleneis	dS	Über 50 % der Wasseroberfläche sind mit Scholleneis bedeckt
Treibeis	T	An der Oberfläche fließender Gewässer treibende typische Eisschollen von runder Form mit wulstig verdicktem Rand
dichtes Treibeis	dT	Über 50 % der Wasseroberfläche sind mit Treibeis bedeckt
Eisdecke	D	Über den Bereich von Randeis hinaus an der Wasseroberfläche gebildete unbewegliche Eisschicht
Scholleneisdecke/Treibeisdecke (Eisstand)	zS/zT	Eisbedeckung der Wasseroberfläche, nachdem Treibeis/Scholleneis zum Stehen gekommen und zusammengefroren ist
Packeis/Eiszusammenschiebung	P/Z	Durch Einwirkung von Strömung, z. T. mit Windunterstützung, zu einer lockeren, unregelmäßigen Eisanhäufung zusammengeschobenes und/oder zusammengefrorenes Scholleneis/Treibeis
Eisversetzung	V	Durch die Einwirkung von Strömung zusammengeschobenes Treibeis/Scholleneis, das den Abflussquerschnitt eines Fließgewässers stark einengt und z. T. mit extrem schnellem und hohem Wasserstandsanstieg verbunden ist
Eisgang	Eg	Massenhaftes Abschwimmen von Eis, meist infolge von Eisauflage, das vorher, z. B. bei Treibeisdecke, Scholleneisdecke oder Eisversetzung in Ruhe war

Bei diesen Begriffsbestimmungen können sich leichte Unterschiede zu denen der DIN 4049 (1994) ergeben, da sie teilweise auf die Schifffahrt bezogen sind.

Neben den in Tab. 4.13 angegebenen Erläuterungen gibt CARSTENSEN (2008) eine detailliertere Erklärung und Beschreibung für den Eisstau: Ein Eisstau bildet sich unter anderem in einem Fluss, wenn der Transport von Eiskristallen, bzw. Eisschollen infolge

- einer lokal ausgebildeten geschlossenen Eisdecke,
- einer oder mehrerer enger, scharfer Krümmungen,
- eines verminderten Sohl- und Wasserspiegelgefälles,
- einer Querschnittseinengung oder
- einer zusätzlichen Eiszuführung im Bereich der Einmündung eines Nebenflusses

eingeschränkt und/oder die Transportkapazität überschritten ist. Die einzelnen Schollen berühren sich und frieren zusammen. Es entsteht ein Eisstau.

An der Elbe gibt es drei typische Teilbereiche, an denen sich leicht ein Eisstau bilden kann, im Tidenbereich, im Staubeereich der Staustufe Geesthacht und in der frei fließenden Strecke (VOß, 1998).

Verdichtet sich dieser Eisstau von Ufer zu Ufer, und die ankommenden Eisschollen können durch ihre Schub- und Eigenkraft diesen Eisstau nicht mehr auflösen oder anschieben, so entsteht ein Eisstand. Mit dem Ausdruck „Eisstand“ kennzeichnet man den Zustand, wenn das Treibeis in fließendem Gewässer von Ufer zu Ufer zum Stehen gekommen ist und zusammengefroren ist (DIN 4049, 1954).

Abb. 4.27 zeigt einen Eisstand in Frankfurt an der Oder. Hier sind die ankommenden Eisschollen nur lose zusammengefroren. Es hat sich noch keine Eisversetzung gebildet.



Abb. 4.27 Eisstand in Frankfurt/Oder am 16.1.2009 (Foto: Schuh)

Eine Eisversetzung dagegen ist gegeben, wenn sich die weiter ankommenden Eisschollen auf den bereits bestehenden Eisstand sowohl darauf- als auch darunter schieben und so den Abflussquerschnitt stark einengen. Die vorerst lose zusammenliegenden Eisschollen werden anfänglich durch den Strömungsdruck zusammengeschoben, sie frieren bei entsprechenden Temperaturen zusammen (CARSTENSEN, 2008). Ggfs. setzt das Eisdickenwachstum ein. Bei diesen Eisversetzungen können sich die über- und untereinander geschobenen Eisschollen zu einer Stärke von bis zu 2,50 m auftürmen. Die Folge davon sind ansteigende Wasserstände oberhalb der Eisversetzung.

Ein weiterer Begriff im Zusammenhang mit den Eisverhältnissen auf Flüssen ist der in Österreich und Süddeutschland gebräuchliche Eisstoß, der laut DUDEN (2007) auch als Eisstau bezeichnet werden kann. Nach LATTERMANN (2005) entsteht ein Eisstoß aus einem Eisstand, wenn sich dort die weiterhin auf den Eisstand zutreibenden Eisschollen unter und auf das ruhende Eis schieben.

4.3.4.2 Orte des Entstehens von Eisstau- und Eisversatzbildung

Unter Orten des Entstehens von Eisstaubildung sind diejenigen Stellen in einem Fluss zu verstehen, an denen sich leicht Eis festsetzen kann.

Das sind u.a.

- Untiefen wie bewachsene und unbewachsene Sandbänke oder nicht ausgebaut Flussabschnitte,
- Geschiebebänke,
- Brücken und Wehre,
- Verbuschungen auf Deichvorländern,
- Flussspaltungen mit Inseln,
- starke Einengung des Flussquerschnittes,
- Buhnen oder Kribben,
- Grenze von Ebbe und Flut an der Elbe,
- Scharfe Flusskrümmungen (STRAUCH et al., 1957).

4.3.4.2.1 Eisstau- und Eisversatzbildung an Brücken

Es kann nicht exakt gesagt werden, dass in jedem Fluss an derselben Stelle (z.B. an einer Brücke oder einer Sandbank) mit einem Eisstau gerechnet werden muss. Nach GOHLISCH et al. (2005) bestehen z.B. an der unteren Mittel-Elbe zwischen Strom-km 431,5 und 502 allein 15 Eisversatzschwerpunkte. Wo diese liegen, hängt von vielen Faktoren ab, welche später im Einzelnen erläutert werden.

Ein Beispiel, wo sowohl eine Brücke als auch eine Sandbank ein Hindernis für dichtes Eis-treiben bilden kann, ist die Brücke bei Barby in der Elbe bei Strom-km 294,2 (siehe Abb. 4.28):



Abb. 4.28 Eisenbahnbrücke bei Barby/Elbe, Strom-km 294,2 (Foto: Google Earth)

Auf der Luftaufnahme sind sowohl die beiden Brückenpfeiler zu sehen, als auch auf dem rechten Ufer hinter dem Brückenpfeiler die sich dort gebildete Sandbank. Es ist ein leichter Gleithang zu sehen und zusätzlich ein nahe am Ufer stehender Brückenpfeiler. Diese begünstigen die Ablagerung des durch den Fluss mitgeführten Geschiebes. Hier wird der Querschnitt des Flusses sowohl durch die Brückenpfeiler als auch durch die Sandbank eingeengt. Das sind alles begünstigende Faktoren, damit sich dort das heranschwimmende Eis stauen kann.

In der Abb. 4.29 ist die Eisenbahnbrücke in Kietz/Oder zu sehen. In diesem Fall ist ein Pfeiler der Eisenbahnbrücke der „Verursacher“ des Eisstaus. Außerdem befindet sich stromab am rechten Ufer ebenfalls eine Sandbank. Dort ist das Querprofil des Flusses von vorher ca. 110 m auf ca. 81 m eingeengt, also ein weiterer Schwachpunkt, an dem sich leicht Eisstaus bilden können. Nur 160 m oberhalb (WESKA, 2006) befindet sich die Straßenbrücke. Die dortigen mittleren Brückenpfeiler haben eine Lichte Weite von ca. 41 m. Auch hier können

sich bei starkem Eisgang mit großen Eisschollen oder Eisfeldern leicht Eisstaus bilden. In Abb. 4.29 sind die ankommenden Eisschollen zu sehen, die sich auf einen Eisstau schieben.



Abb. 4.29 Eisstau vor der Eisenbahnbrücke in Küstrin/Oder (Foto: Martin Rogge (ROGGE, 1994))

Noch deutlicher ist der durch die einzelnen Brückenpfeiler verursachte Stau und der damit verbundene Wasseranstieg in der Abb. 4.30 zu sehen. Beim Betrachten des Brückenpfeilers ist eindeutig ein starker Wasseranstieg im Bereich der stromauf stehenden Brückenpfeilerspitze zu sehen. Dieser Wasseranstieg ist bereits nur durch das normale Fließverhalten gegeben. Kommt es jetzt infolge stärkeren Eistreibens zu einer größeren Querschnittseinstengung, so kann sich hier leicht ein Eisstau ergeben.



Abb. 4.30 Dichtes Treibeis auf der Elbe im Winter 1962/63 (Foto: Fügner) (SMUL, 1997)

Wie lässt sich aber berechnen, ob das Treibeis tatsächlich an einer Brücke einen Eisstau verursacht?

Dazu fanden bereits einige Versuche und Berechnungen statt. Einer der Versuche fand in den neunziger Jahren des letzten Jahrhunderts statt, als das neu zu errichtende Havelwehr bei Rathenow für eine möglichst optimale Eisabfuhr berechnet wurde. Die Bundesanstalt für Wasserbau veröffentlichte diese Untersuchungen (ALEXY, 1998). Es sollte seinerzeit eine optimale Pfeilerform und –anzahl gefunden werden. Außerdem sollte die optimale Pfeilerspannbreite herausgefunden werden, bei der Eisversetzungen verhindert werden konnten. Die Versuche wurden mit Polyäthylen und Holz in einem Modellversuch durchgeführt. Sie scheiterten letztendlich an einem geeigneten Material, das die Eigenschaften des Eises (Dichte, Reibung, Druckfestigkeit) im Modell einigermaßen exakt simulieren konnte. ALEXY (1998) verwies in seinen Ausführungen auf bereits durchgeführte Untersuchungen anderer Wissenschaftler wie Calkins, Smith und Tatinclaux. Als Ergebnis seiner Versuche fand er heraus, dass die Schollenkonzentration C und das Verhältnis der Schollengröße L_S zur lichten Weite w_L , die effektiv für die Abführung der Schollen zur Verfügung steht, die verbleibenden, maßgebenden Einflussfaktoren sind.

$$C = \frac{Q_E}{v \cdot b} = f\left(\frac{L_S}{w_L}\right) \quad (4.6)$$

mit:

C	- Schollengröße	
Q_E	- Eisdurchsatz	(m ² /s)
v	- Mittlere Fließgeschwindigkeit	(m/s),
b	- Wasserspiegelbreite zwischen Pfeilern	(m),
L_S	- Seitenlänge einer idealisierten, quadratischen Eisscholle	(m),
w_L	- maßgebende lichte Weite im Brückenbereich	(m).

Anhand der nachfolgenden Übersicht wurden die Versuche dokumentiert.

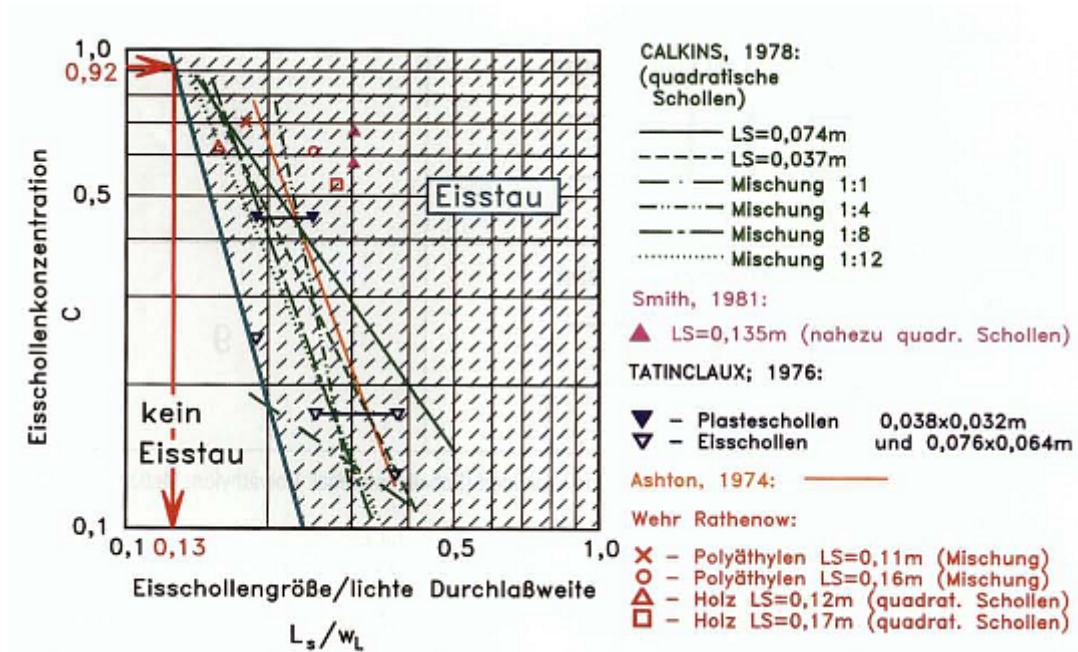


Abb. 4.31 Eisschollengröße, Eisschollenkonzentration und lichte Weite einer Brücke (ALEXY, 1998)

Dabei kann nach CARSTENSEN (2008) das Verhältnis des Eisdurchsatzes im Brückenbereich zum Produkt der maßgebenden Oberflächengeschwindigkeit und der Wasserspiegelbreite

mit: $\left(\frac{Q_{i,d}}{v \cdot b_{WS}} \right)$

$Q_{i,d}$ = Eisschollenkonzentration,

v = Strömungsgeschwindigkeit,

b_{WS} = Wasserspiegelbreite zwischen Pfeilern,

auch als Eisschollenkonzentration C_i bezeichnet werden.

CARSTENSEN (2008) führte weitere Versuche zur Eisabfuhr im Bereich von Brücken an, wie Abb. 4.32 ergänzend zu der von ALEXY (1998) zeigt.

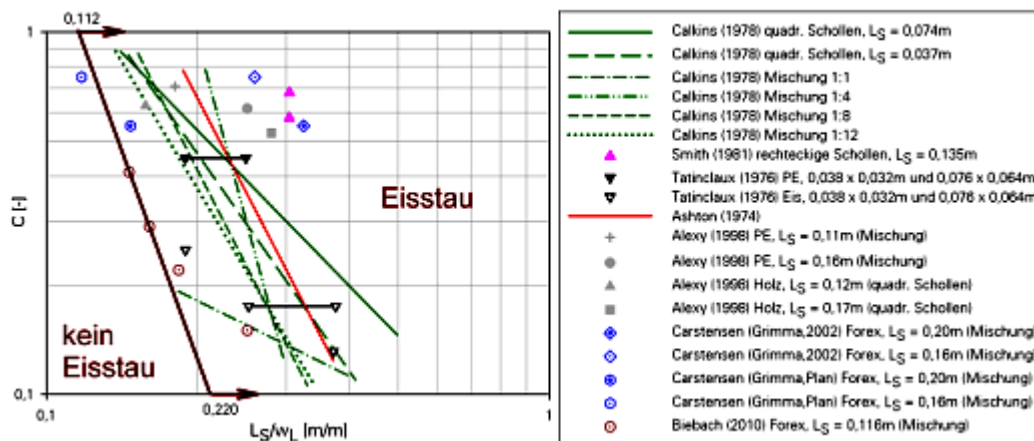


Abb. 4.32 Eisschollengröße, Eisschollenkonzentration und lichte Weite einer Brücke (hier: Brücke in Grimma) (CARSTENSEN, 2010)

Nach CARSTENSEN (2010) ergibt eine Eisschollenkonzentration von 100 % (1 = links oben auf der Y-Achse in der Abb. 4.32) einen L_S/w_L (m/m) von 0,124 und bei 10 % (0,1 = links unten auf der Y-Achse in der Abb. 4.32) einen Wert von 0,236.

Auf der Abb. 4.31 ist die Eisschollenkonzentration C mit 0,92 (also 92 % Bedeckung des Flusses mit Eisschollen) vorgegeben. Aus dem Diagramm ergibt sich für den zu erwarteten Beginn eines Eisstaus ein L_S/w_L - Wert von 0,13. Wird eine Schollengröße von $L_S = 1,0$ m vorausgesetzt, so müsste die Pfeilerspannbreite mindestens 7,7 m betragen, um die Gefahr eines Eisstaus mit großer Wahrscheinlichkeit auszuschließen.

Werden nach der Abb. 4.31 nur 50 % Eisbedeckung festgestellt, also ein Wert von 0,5 als Schollenkonzentration, so erhält man ein Verhältnis von L_S/w_L von ca. 0,16. Beträgt jetzt z.B. die Schollengröße 2,00 m, was realistische Werte sind, so ist nach der obigen Gleichung eine Brückenöffnung von mindestens 12,5 m erforderlich, um eine Eisversetzung zu vermeiden. Bei einer Schollengröße von 2,00 m und einem Eisbedeckungsgrad von 80 % ergibt das ein L_S/w_L Grenzwert von ca. 0,14, so dass hier bei einer Durchlassweite ab ca. 14,3 m mit einiger Wahrscheinlichkeit nicht mehr mit einem Eisstau gerechnet werden muss. Dass es dennoch auch bei größeren Brückenöffnungen zu einem Eisstau kommt hängt vielfach von sehr großen Eisschollen bis zu 30 Meter Durchmesser und großen zusammengefrorenen Eisschollenfeldern ab, die sich teilweise durch Aneinanderfrieren gebildet haben bzw. sich aus einem Eisstau gelöst haben und stromab treiben. Hier können dann die Brückenpfeiler ein Hindernis bilden.



Abb. 4.33 Dichtes Treibeis mit großen Eisschollen auf der Warthe (Warta) bei Posen (Poznan) am 7.1.2009 (WARTA, 2009)

In der Abb. 4.33 ist deutlich die Größe von Eisschollen zu sehen, die teilweise aneinander gefroren sind. Im Bildvordergrund sind aneinandergefrorene Eisschollen zu sehen, die im Vergleich zu dem Menschen links im Bild, durchaus 10 Meter groß sein dürften. Durch weiteres Zusammenfrieren dürfte die Größe der Eisschollen noch wachsen.

PLAGEMANN (1988) zeigte eine weitere Möglichkeit auf, wie mit der Formel 4.7 berechnet werden kann, ob an einer Brücke ein Eisstau entstehen kann.

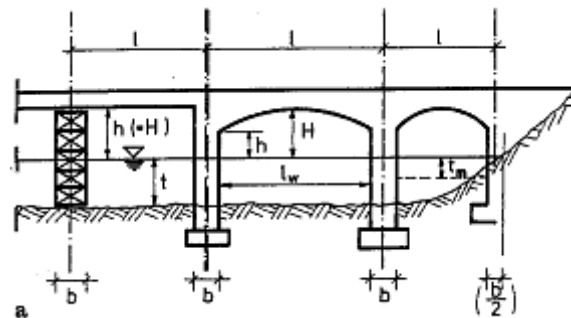


Abb. 4.34 Lichtraumprofil einer Brücke (PLAGEMANN, 1988)

Danach können Eisstaus anhand eines eingegengten Lichtraum-Querschnittes an einer Brücke verursacht werden bei

$$h \leq \frac{2}{3} \cdot t \text{ bzw. } (h + H)/2 \quad (4.7)$$

zusammen mit der Bedingung $l_w \leq 3,5 \cdot h$.

Die Erläuterung der Formelzeichen kann Abb. 4.34 entnommen werden.

Wie stark ein eingeschränktes Lichtraumprofil einer Brücke einen Eisstau verursachen kann, zeigt der Ausschnitt eines Fotos der Dresdener Augustusbrücke. Er entstand anlässlich des Sommerhochwassers 2002. Bei dichtem Eistreiben dürfte es hier leicht zu einem Eisstau kommen:



Abb. 4.35 Augustusbrücke in Dresden am 17. August 2002 (Ausschnitt) unter: <http://www.7sky.de/20100110>

Auch die EAU (2005) gibt nach CARSTENSEN (2008) Empfehlungen für Einbauten im Gewässer, bei denen ein Mindestabstand L_{\min} zur Vermeidung von Behinderungen der Eisabfuhr eingehalten werden soll.

$$L_{\min} = \frac{1,1 \cdot \sigma_P \cdot d}{v_i^2} \quad (4.8)$$

mit:

L_{\min} = z.B. Pfeilerabstand (m)

σ_P = $10 \cdot \frac{P}{d \cdot h_i}$ (kN/m²)

h_E = Dicke des Eises (m)

In der Formel 4.8 und bei σ_P sind die maximale Eislast für schmale Bauwerke P (kN), die Treibeisgeschwindigkeit v_i (m/s) und der Pfahl- bzw. Pfeilerdurchmesser d (m) zu verwenden.

Zuletzt sollen noch zwei Abbildungen von PLAGEMANN (1988) gezeigt werden. Er versuchte, einen Eisstau sowohl anhand von Fließgeschwindigkeit und Wassertiefe als auch anhand von Pfeilerbreite und –abstand darzustellen (siehe Abb. 4.36):

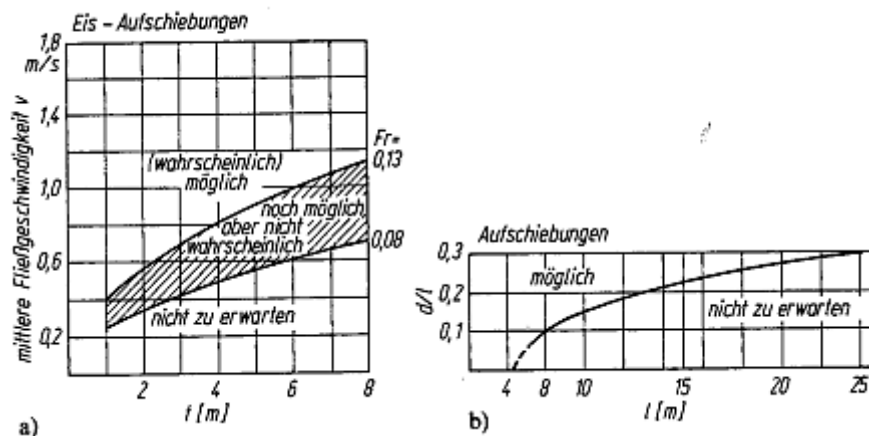


Abb. 4.36 Mögliche Eisaufschiebungen nach PLAGEMANN (1988)

Aus der Abb. 4.36 ist bei a) zu ersehen, dass bei einer mittleren Fließgeschwindigkeit von 1 m/s und einer Flusstiefe (t) von 2 m Eisaufschiebungen (wahrscheinlich) möglich sind, während sie bei einer mittleren Fließgeschwindigkeit von 0,2 m/s nicht zu erwarten sind.

Inwieweit die einzelnen Formeln zutreffen, lässt sich nur durch Vergleiche mit Messwerten bzw. Beobachtungen in den zu untersuchenden Fließgewässern feststellen.

4.3.4.2.2 Eisstau- und Eisversatzbildung durch Sandbänke

Neben Brücken gibt es noch weitere Hindernisse in einem Fluss, die das Bilden eines Eisstaus begünstigen. Dazu zählen u.a. Sandbänke.

Sandbänke im Zusammenhang mit der Eisenbahnbrücke in Barby/Elbe bei Strom-Km 294,2 wurden bereits kurz erwähnt. In der Elbe und in der Oder befinden sich solche Sandbänke an sehr vielen Stellen. Nach einer Presseinformation des WSA EBERSWALDE vom 3.9.2007 transportiert z.B. die Oder pro Jahr zwischen 300.000 und 500.000 Tonnen Geschiebe, welches sich in Abhängigkeit von den Wasserständen, mit einer Geschwindigkeit von ca. 100 m pro Monat talwärts bewegt. Dieses Geschiebe und die Sedimente werden an Untiefen abgelagert. Es bilden sich Sandbänke. Sie können bis zu 800 m lang und bis zu 2 m hoch sein. Diese Sandbänke wandern bis zu 10 m pro Tag stromabwärts.

Auch an der Elbe kommen die Sandbänke häufig vor, vorrangig in der sogenannten Elbereststrecke zwischen Dömitz (Strom-km 508) und Hitzacker (Strom-km 521) vor. Hier konnte, aufgrund des 2. Weltkrieges, die Elbe zur Verbesserung der Niedrigwasserabflüsse durch verlängerte Buhnen oder geänderte Leitwerke nicht mehr ausgebaut werden (NLWKN, 2006).

Eine solche wandernde Sandbank befand sich in der Elbe unter anderem bei Strom-km 519 gegenüber Wussegel/Hitzacker. Wie aus der Abb. 4.37 zu ersehen ist, reichte diese Sandbank bis zur Strommitte. An einer solchen Sandbank besteht bei niedrigem Wasserstand und gleichzeitigem Eistreiben die Gefahr, dass sie zu einem Stauhindernis werden kann. Bei

einem Eisbedeckungsgrad von mehr als 50 % Treibeis kann dieses Eis nicht mehr unbehindert durch das „Nadelöhr“ an der Sandbank fließen, ohne sich dort zu stauen, da der Fluss ja hier zur Hälfte eingengt ist. Es kann sich je nach Wasserstand und Wassertemperatur stauen und festfrieren und so eine Eisversetzung bilden.



Abb. 4.37 Sandbank in der Elbe bei Damnitz (Strom-km 509) (Foto: Zbigniew Jodlowski, Google Earth, Datum unbekannt)



Abb. 4.38 Wandernde Sandbank in der buhnengeregelten Elbe bei Strom-km 519 Nähe Hitzacker (HENTSCHEL, 2007)

Abb. 4.39 zeigt den Bereich in der Oder bei Reitwein (Strom-km 604,6 bis 605,5). Dort sind auf der deutschen Seite sowohl mehrere Sandbänke zu sehen, als auch bewachsene Vorländer, also Faktoren, die ein Hochwasser und ein Eishochwasser begünstigen.

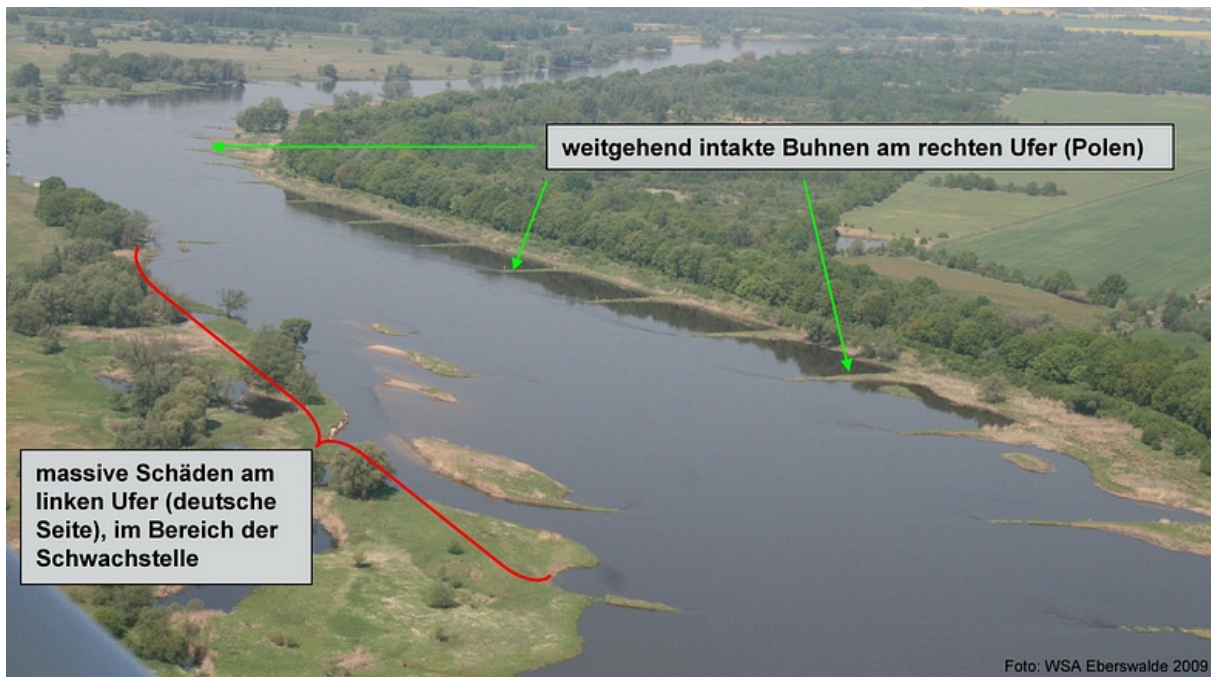


Abb. 4.39 Sandbänke bei Reitwein in der Oder (Foto: WSA EBERSWALDE 2009)

Aus der Abbildung ist deutlich zu ersehen, dass es an diesen extremen Hindernissen schnell zu einem Anstau der treibenden Eisschollen kommen kann. Sie bleiben nicht nur allein an der Sandbank, sondern bei höherem Wasserstand auch an dem Bewuchs auf den Vorländern hängen (siehe Kapitel 4.3.4.2.4).

4.3.4.2.3 Eisstau- und Eisversatzbildung durch Einengung des Abflussprofils

Eine weitere Örtlichkeit, an der es durch Treibeis zu einem Eisstau kommen kann, sind Deicheinengungen. Ein Beispiel hierfür ist die sogenannte „Radegaster Nase“, wie sie auf der Abb. 4.40 zu sehen ist:



Abb. 4.40 „Radegaster Nase“ an der Elbe, Strom-km 555 (KOLL et al., 2008)

Auf dem Bild sind auf beiden Seiten die Deichlinien (gelbe Linien) zu sehen. Im oberen Bereich des Bildes reicht der Deich auf der linken Elbeseite bis unmittelbar ans Wasser. Bei höherem Wasserstand und gleichzeitigem Eistreiben wird der Querschnitt des Flusses einschließlich der Deichvorländer stark eingeeengt. An dieser Stelle kann sich leicht ein Eisstau bilden und infolge dessen können sich die Eisschollen auf den Deich hinaufschieben und diesen beschädigen. An dieser Stelle hat man nach KOLL et al. (2008) Rasengittersteine zur Sicherung des Deiches auf die wasserseitige Deichböschung gelegt.

An der Oder bietet sich ein ähnliches Bild bei Hohenwutzen (Strom-km 662). Dort verengt sich das Hochwasserprofil des Flusses von ca. 1.000 m auf weniger als 200 m (siehe Abb. 4.41). Am linken Ufer liegt hinter dem Deich der Ort Hohenwutzen, und das rechte Ufer ist ein Hochufer, so dass hier das Wasser nicht über die Vorländer abfließen kann.



Abb. 4.41 Hochwasserengstelle an der Oder bei Hohenwutzen, Strom-km 662 (EWE & LAUSCHKE, 2009)

Bei Überflutung des Vorlandes vor dieser Engstelle und starkem Treibeis besteht an der Engstelle nicht mehr genügend Abflusspotential für das ankommende Wasser und die Eisschollen. Es kann hier leicht zu einem Stau kommen.

Diese Tatsache war bereits im Jahre 1819 bekannt. Damals legte Eytelwein in seinem Protokoll folgendes fest: *Beim Abfluss der Hochgewässer muß bei jeder sich darbietenden Gelegenheit vielmehr Bedacht darauf genommen werden, die an mehreren Stellen vorhandenen Stromengen für das Hochwasser angemessen zu erweitern* (UHLEMANN, 1999).

Als Beispiel soll ein Flusslauf betrachtet werden, bei dem sich der Abfluss im eigentlichen Flussbett befindet und der nicht ausufert. Kommt es jetzt, wie an der Oder bei Hohensaaten, zu einer Flussbettverengung, so können sich hier die herantreibenden Eisschollen leicht stauen. Hier kommt es auf die prozentuale Bedeckung des Flusses mit Treibeis an.

Ein Beispiel soll dies verdeutlichen. Ein Fluss ist mit 60 % Treibeis bedeckt. Gleichzeitig verengt sich der Fluss von 300 Meter auf 150 Meter, also um 50 %. Das Treibeis bewegt sich aber auf der gesamten Breite des Flusses. Da dieser aber mit 60 % Treibeis bedeckt ist können 10 % des Treibeises nicht mehr durch diese Enge fließen, und es könnte zu einem Eisstau kommen. Hier muss weiter berücksichtigt werden, dass sich die Eisschollen beim Auftreffen auf einen Eisstand verdichten können. Die Verdichtung erfolgt in Fließrichtung und

auch von den Ufern zur Flussmitte hin. Das obige Beispiel kann daher variieren, d.h. auch mit einer Treibeisbedeckung von 70 % muss es nicht unbedingt zu einem Eisstau kommen. Zur Beurteilung der Eissituation werden Eisbeobachter eingesetzt, weil es in diesem Zusammenhang wichtig ist, den genauen Bedeckungsgrad des Flusses mit Treibeis festzustellen, damit rechtzeitig die Bildung eines Eisstaus erkannt werden kann. Nach BOEHRER (2006) sollte eine Eisbeobachtung nach Möglichkeit durch einen senkrechten Blick auf das treibende Eis durchgeführt werden, da durch einen horizontalen Blick leicht Ungenauigkeiten auftreten können. Abb. 4.42 zeigt einen solchen vertikalen Blick auf Treibeis im Januar 2009 von der Magdeburger Strombrücke.

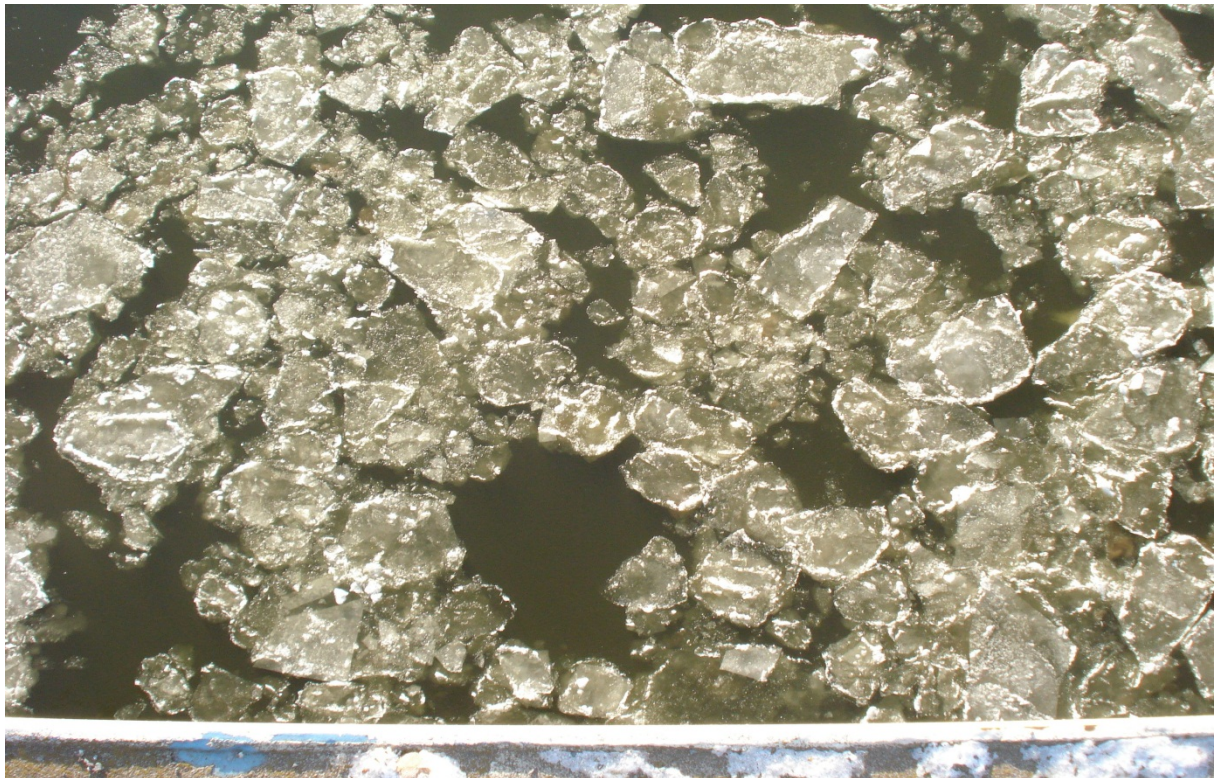


Abb. 4.42 Vertikaler Blick auf Treibeis im Januar 2009 von der Magdeburger Strombrücke (Foto: Boehrer)

Auf dem Foto lassen sich sehr gut die bereits teilweise aneinander gefrorenen Eisschollen erkennen. Hier kann man den Eisbedeckungsgrad vielleicht mit 70 bis 90 % abschätzen.

Da es aber bei Eisverhältnissen auf verlässliche Aussagen ankommt, sind eine genaue Bestimmung sowohl des Bedeckungsgrades eines Flusses mit Eisschollen als auch die Größe und die Ausmaße der Eisschollen von Bedeutung. ZSUFFA (1975) stellte dabei eine wirkungsvolle Methode dar. Er nannte sie die qualitative Charakterisierung der Eisverhältnisse. Auf der Donau in Ungarn wurden von den dortigen Eisbrechern bereits seit geraumer Zeit durch Stichprobenentnahme die Ausmaße der Eisschollen bestimmt. Anstatt der bisher unzuverlässigen Beobachtung von Land aus wurde im Jahre 1972 die fotografische Datenerfassung von höher gelegenen Orten durchgeführt. Es wurde mit Hilfe der Photogrammetrie

und mehreren Aufnahmen vom gleichen Fixpunkt in unterschiedlichen Zeitintervallen der Geschwindigkeitsvektor der Eisschollen ermittelt. Anschließend lässt sich die „Eisoberflächenausbeute“ in m^2/s , ähnlich wie bei der klassischen Durchflussmessung, ermitteln. Aus den gewonnenen Daten über Eisoberflächenbedeckung und Eisdicke der Schollen kann dann die gesamte Eismasse berechnet werden, die stromab fließt.

Diese Daten können einen Hinweis darauf geben, welchem Eisdruck (z.B. dynamischer Eisdruck) ein Deich beim Auftreffen eines Eisfeldes ausgesetzt ist.

4.3.4.2.4 Eisstau- und Eisversatzbildung durch Verbuschung der Vorländer

KOLL et al. (2008) haben diesbezüglich auch andere Faktoren untersucht, die bei einem normalen Hochwasser ohne Eisgang, zu einer Veränderung der hydraulischen Leistungsfähigkeit der Elbe von Strom-km 472,6 bis 585,9 führen können. Einer dieser Faktoren, welche die hydraulische Leistungsfähigkeit eines Gewässers einschränken, sind der Ufer- und Vorlandbewuchs. Folgende Abbildung 4.43 zeigt eine Querverbuschung an der Elbe bei Strom-km 559:

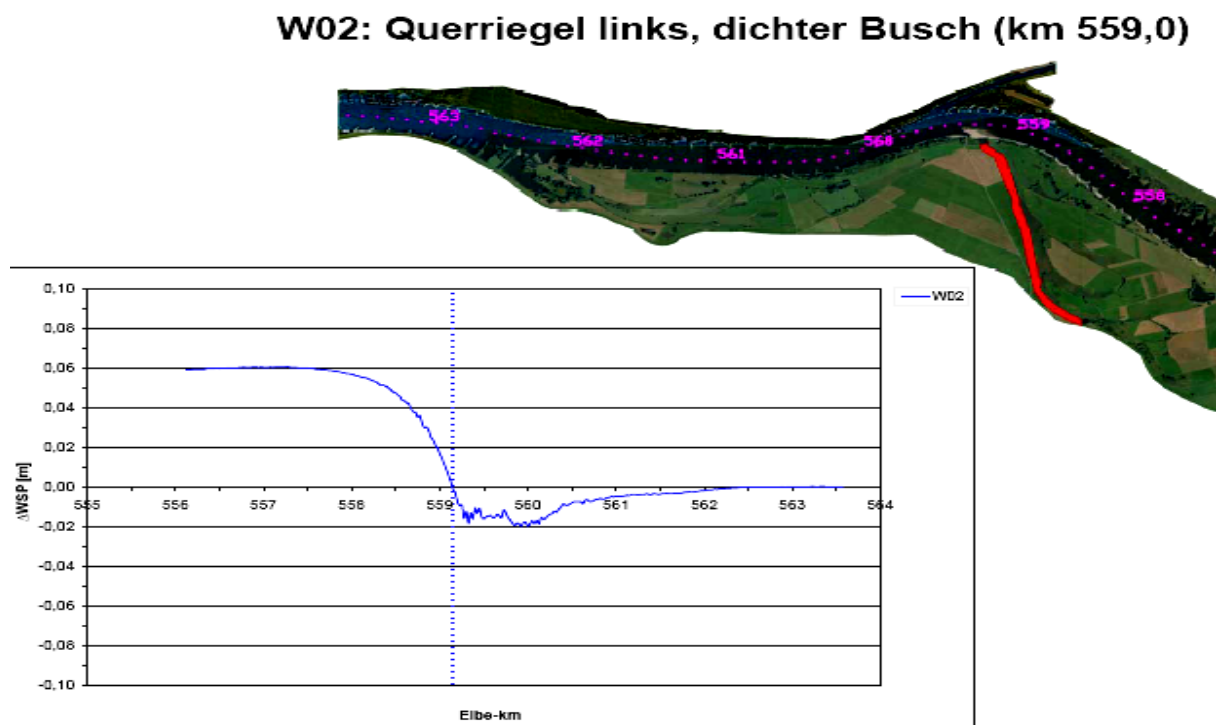


Abb. 4.43 Wasserspiegellagenanstieg durch Querverbuschung an der Elbe, Strom-km 559 (KOLL et al., 2008)

Diese Verbuschungen entstanden hauptsächlich nach der Wiedervereinigung von der Bundesrepublik Deutschland mit der DDR durch einen Strukturwandel in der Landwirtschaft. Vorher wurden beide Ufervorländer durch intensive Nutzung und regelmäßiges Mähen gepflegt. Zusätzlich wurden nach der Wiedervereinigung aus landschaftsästhetischen Gründen Bäume im Vorland gepflanzt. Eine Studie ergab, dass sich die bewachsene Fläche auf den Vorländern von 1981 bis 2002 im Bereich der Unteren Mittelelbe um ca. 150 ha vergrößert hat (NLWKN, 2006). Nach UHLEMANN & WEICHEL (2009) gingen in den Elbvorländern nördlich von Magdeburg die Gründlandflächen um 20 Prozent zurück. An ihre Stelle traten Gehölze und anderer Bewuchs.

Hydraulische Messungen ergaben, dass sich durch diese Verbuschung auf dem Vorland ein Wasseranstieg von ca. 0,08 m als Rückstau ergibt.

An dieser Verbuschung findet bei normalem Hochwasser ein Wasseranstieg statt, da sich die Fließgeschwindigkeit des Wassers auf dem Vorland gegenüber dem eigentlichen Flussschlauch verlangsamt. Die Verringerung der Fließgeschwindigkeit eines Gewässers wird mit einem Beiwert zur Fließgeschwindigkeit belegt, dem Rauheitsbeiwert (Manning-Strickler-Faktor). Um diesen Faktor verringert sich die Fließgeschwindigkeit des Gewässers an dieser Stelle. Dieser Faktor kommt zur normalen Sohlreibung eines Fließgewässers hinzu. Die Sohlreibung hängt in erster Linie von der Sohlrauheit ab. Für die Festlegung der Sohlrauheit ist die Größe und Form des Sohlmaterials maßgebend, aber auch die räumliche Verteilung der einzelnen Rauheitselemente. Je rauer die Gewässersohle, desto stärker wird die Sohlreibung. Eine Erhöhung der Sohlreibung bewirkt, bei gleicher Querschnittsgeometrie und gleichem Abfluss, eine Anhebung des Wasserspiegels (KOHANE, 1991).

Nach LATTERMANN (2005) beträgt dieser Rauheitsbeiwert für Rasen mit Buschwerk (Deichvorland) zwischen 15 und $25 \frac{\text{m}^{1/3}}{\text{s}}$.

In einer weiteren Publikation wurden von HORLACHER & HEYER (2007) berechnet, inwiefern sich die Wasserspiegellagen bei einem Abfluss mit und ohne Brücken, mit Teilbewuchs und ohne Bewuchs verändern. Die Ergebnisse beziehen sich auf die Alte Elbe im Bereich Magdeburg, sind aber auch auf die Stromelbe anzuwenden. Bei einem HQ_{100} in Magdeburg und einem Abfluss von $4010 \text{ m}^3/\text{s}$ wurde der Bereich mit Brücken mit diesen $4010 \text{ m}^3/\text{s}$ als „Nullpunkt“ angenommen. Die Berechnungen ohne Brücken ergeben, dass bei diesem Abfluss ein um 8,4 cm reduzierter Wasserstand zu erwarten wäre. Bei einem Teilbewuchs reduzierte sich der Wasserstand um 8,1 cm und bei der Entfernung des gesamten Bewuchses um 11,5 cm.

Das heißt, dass das Wasser auf den Vorländern mit Verbuschung nicht mehr so schnell fließt und ein höherer Wasserstand zu erwarten ist. Hier kann es leicht durch Treibsel oder Eisschollen, die an diesen Verbuschungen hängen bleiben, zu einem steilen Anstieg des Wasserstandes kommen. In den Ausführungen von DIETRICH (2008) wurde auch ein Beispiel für eine solche Verbuschung angeführt, die ähnlich einzelnen Verbuschungen an der Elbe zwischen Schnackenburg (Strom-km 472,6) und Geesthacht (Strom-km 585,9) sind. Hier

kann durch Addieren der einzelnen hydromechanischen Effekte wie Verbuschungen, Sandbänke, Brücken etc. innerhalb eines Flussabschnittes leicht ein größerer Wasseranstieg entstehen.

Auch STAMM (2007) erinnert an die Begünstigung von Eisentstehung und Eisstau durch einen Vorlandbewuchs, weil sich durch den Bewuchs auch leicht Treibholzaustrag aus diesem Bereich entwickeln kann. Es handelt sich bei den bewachsenen Vorländern um strömungsberuhigte Zonen, bei denen es langfristig durch Sedimentation zur Erhöhung des Vorlandes kommen kann. Er gibt auch eine Lösungsmöglichkeit an, indem er auf das Konzept der zyklischen Verjüngung nach BAPTIST (2005) verweist. Danach werden Teilflächen nach dem Ablauf von einigen Jahrzehnten „auf den Stock“ gesetzt. Das „auf den Stock“ setzen bedeutet je nach Auslegung ein Herunterschneiden bis auf 10-30 cm bzw. nach dem alten Maß von 50-60 cm. Zusätzlich werden Erhöhungen der Vorländer beseitigt und zu-sedimentierte Parallelfleißstrecken geräumt.

Allerdings kommt es nach JÄHRLING (2003) auf die Art der Verbuschung an. Seine Ausführungen beziehen sich auf die Weichholzaubenbestände, hauptsächlich in Sachsen-Anhalt. Er gibt ebenfalls an, dass durch dichte Vegetation, vor allem in Abhängigkeit von deren Wuchsform, die Gefahr eines möglichen Eisstaus gegeben ist. Die typischen Weichholzaubenbestände legen sich jedoch infolge eines natürlichen Anpassungsmechanismus bei steigendem Wasserstand unter das treibende Eis, d.h. diese Bestände sind im Regelfall als „Eisstauer“ bereits nicht mehr wirksam, wenn höhere und gefährliche Wasserstände auftreten. Er gibt weiter an, dass Baumweiden und Pappeln treibendem Eis zumeist anfänglich und bei geringeren Wasserständen im Stamm- und Starkastbereich deutlichen Widerstand entgegensetzen. Bei weiter steigenden Wasserständen leisten sie in Abhängigkeit von Intensität und Dauer des Eisgangs im Kronenbereich nur geringe Widerstände. In diesem Bereich werden größere Bäume regelrecht geschoren. Nach JÄHRLING (2003) und KOLL et al. (2008) kommt bei Eisgang der Vegetation eine hohe Bedeutung für den Schutz der Hochwasserdeiche vor Treibeis zu. Das trifft auch für die Weichholzauben, primär in den Bereichen niedriger Standorte unmittelbar am Deich zu. Die durch die Vegetation (Bäume) vom Deich abgehaltenen Kräfte lassen sich sehr gut an Hand der Eisschur an der Rinde der Bäume nach abgelaufenen Eishochwassern nachweisen, wie Abb. 4.44 zeigt:



Abb. 4.44 Eisschur an einer Eiche bei Mödlich (nahe Lenzen/Elbe) im Winter 2002/03, Strom-km 490 (Foto: Jochen Purps)

Auf der Abb. 4.44 ist eine Eiche zu sehen, an der sich die Eisschollen „gerieben“ haben. Die Standfestigkeit der Eiche blieb erhalten. Es kann aber nicht gesagt werden, ob sie tatsächlich Eisschollen von dem Deich ferngehalten hat. Es ist durchaus möglich, dass sich die Eiche in ein treibendes Eisfeld gebohrt hat, dieses gespalten hat und dadurch kleine Eisschollen mit geringerer Druckkraft entstanden sind. GOHLISCH et al. (2005) gehen sogar soweit, dass sie als wirkungsvolle Maßnahme zum Schutz der Deiche durch Treibeis das Anpflanzen mehrreihiger Eichenbestände an der Wasserseite der Deiche empfehlen. Eine historische Aufnahme vom Eishochwasser von 1909 an der Elbe bei Sandau (siehe Abb. 4.45) zeigt die Kraft von Eisschollen, die selbst in der Lage sind, die Standfestigkeit mittelgroßer Bäume zu gefährden. Da dürfte eine Neuanpflanzung von Bäumen die Eisschollen kaum daran hindern, bis an die Deiche zu gelangen.



Abb. 4.45 Eisschollen 1909 an der Elbe bei Sandau, (Foto: Jochen Purps)

Letztendlich kann nur die Zukunft zeigen, ob durch stärkere Verbuschung und Bewaldung der Vorländer diese einen Schutz darstellen oder nicht.

Es ist aber zweifelsfrei dokumentiert, dass es durch eine Verbuschung oder Bewaldung bei normalem Hochwasser zu Wasseranstiegen kommt. Zur Standsicherheit der Deiche, die durch die in ihrer Nähe stehenden Bäume und deren Verwurzelung gefährdet werden können, werden im Kapitel 5.2.4.4 nähere Erläuterungen gegeben, wenn es um die Standsicherheit der Deiche geht.

GARBRECHT (1982) weist ebenfalls in diesem Zusammenhang darauf hin, dass sich auf den bewachsenen Vorländern leicht Eisschollen festsetzen und zusammenfrieren können, da sich hier die Fließgeschwindigkeit drastisch verringert (siehe Abb. 4.46). Sind die Vorländer mit Eis bedeckt, und kommt es dann zu einem Wasseranstieg, so können ganze Eisfelder angehoben werden und abschwimmen. Diese können dann beim Auftreffen auf bestehende Eisversetzungen noch größere Eisversetzungen oder Eisbarrieren bilden.

Die folgende Abb. 4.45 zeigt den Einfluss einer Verbuschung auf die Strömungsgeschwindigkeit und den Wasserspiegelanstieg der Oder im Bereich unterhalb von Ratzdorf.

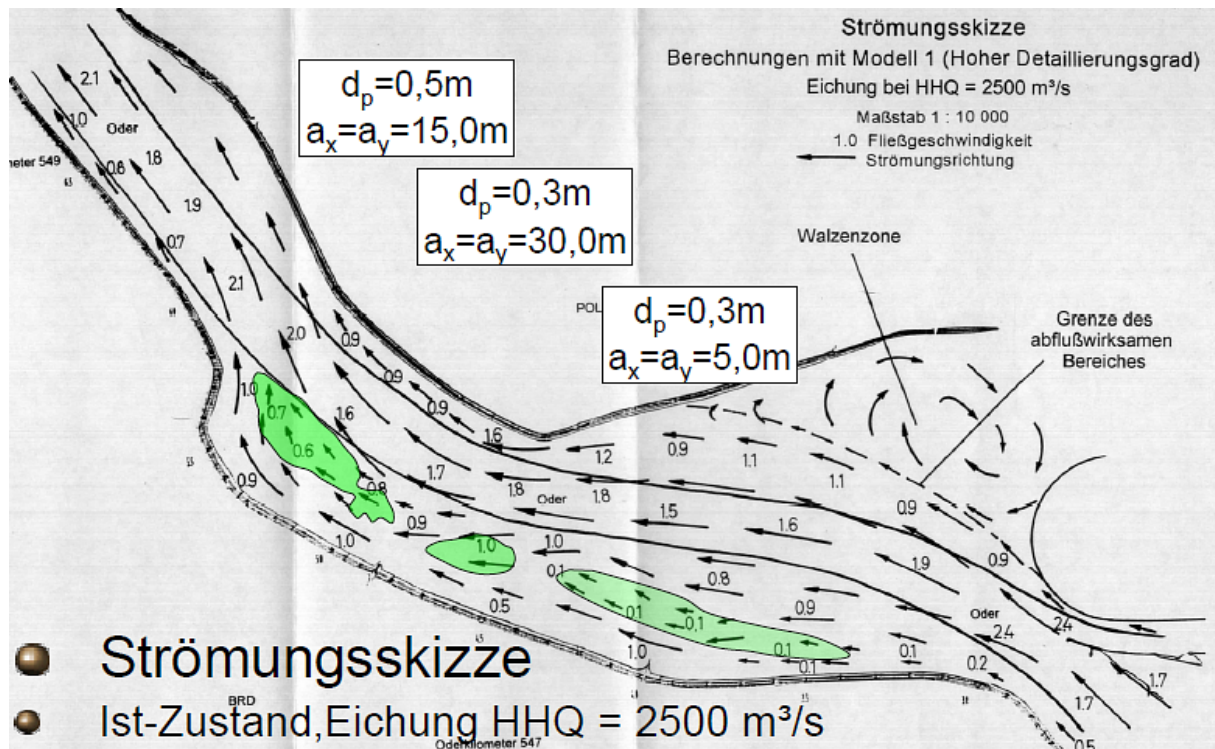


Abb. 4.46 Strömungsgeschwindigkeit der Oder bei Strom-km. 545,5 bis 548,5 unterhalb von Ratzdorf mit Bewuchs der Vorländer (grün) (GRUBERT, 2007)

Die bewachsenen Vorländer sind grün markiert. Die Strömungsgeschwindigkeit geht teilweise bis auf 0,1 m/s zurück, während im Flussschlauch Strömungsgeschwindigkeiten von 1,5 bis 2,0 m/s ermittelt wurden. Die Skizze weist noch weitere Besonderheiten auf, die in Bezug auf Eishochwasser von Bedeutung sind. Das Abflussprofil der Oder bei Hochwasser wird durch die Deiche von 1.200 m am rechten Bildrand bis auf 270 m am linken Bildrand verringert. Die Deiche sind bei einem Abfluss von 2.500 m³/s (Oderhochwasser 1997) stark eingestaut. Bei dem Oderhochwasser von 1947 (Eishochwasser) betrug der Abfluss am Pegel Eisenhüttenstadt 2020 m³/s bei Treibeis. Es kann nicht gesagt werden, wie damals die Vegetation auf den Vorländern war. Im Oderbruch brachen allerdings mehrere Deiche. Auf dem rechten Oderufer befindet sich ein Schardeich, bei dem eine Fließgeschwindigkeit von 1,6 m/s berechnet wurde. Nach PATT et al. (2009) verträgt Rasen langfristig Strömungsgeschwindigkeiten von 1,5 m/s und kurzfristig von 1,8 bis 2,0 m/s. Danach hält er die Schubspannung nicht mehr aus und wird herausgerissen. In diesem Falle kämen zu der Strömungsgeschwindigkeit noch die treibenden Eisschollen, bzw. Eisfelder. Sollte es im Winter zu einem Hochwasser der Größenordnung von 1997 (Sommerhochwasser) kommen, verbunden mit Eisgang, dann könnte die Standfestigkeit der Deiche gefährdet sein. GRUBERT (2007) stellte neben seiner Abb. 4.46 ein Modell ohne Bewuchs vor. Danach betrug die Strömungsgeschwindigkeit auf den unbewachsenen Vorländern statt 0,1 zwischen 0,8 und 1,0 m/s und im Bereich des Schardeiches 1,0 m/s, also bessere Werte bezüglich der Gefährdung von Deichen. In seinen weiteren Ausführungen stellte er verschiedene Szenarien

dar, wie die Vorländer bewachsen sein könnten: Linkes Vorland mit Waldbewuchs, beide Vorländer bewaldet, linker Uferstreifen mit Buschbewuchs, beide Vorländer Büsche und ein Konzept mit Flutrinnen, wie es GARBRECHT (1982) bereits an der Elbe zur Eisabfuhr empfohlen hatte. GRUBERT (2007) stellte zusätzlich noch ein Konzept mit Vorlandbewaldung und Vorland mit Buschbewuchs vor.

Tab. 4.14 Varianten des Vorlandbewuchses und Planungskonzepte an der Oder bei Strom-km 545,5 bis 548,5 (GRUBERT, 2007)

Nr.	Gruppe	Variantenbezeichnung	Minimaler Freibord [m]	max. Wasserstands- änderung gegenüber dem Ist-Zustand [cm]	Mittleres Energielinien- gefälle [%]
0	Ist-Zustand	$Q = 497 \text{ m}^3/\text{s}$			0.28
	Adaption	$Q = 2500 \text{ m}^3/\text{s}$	0,86	± 0	0.28
1	ohne Bewuchs	Untersuchungsbereich ohne Bewuchs	0,88	-19	0.25
2		Gesamtstrecke ohne Bewuchs	1,03	-27	0.28
3	einseitig	Linkes Vorland mit Waldbewuchs	0,88	11	0.31
4	Wald beidseitig	Untersuchungsbereich bewaldet	0,79	28	0.36
5	(lockerer Baumbestand)	Gesamtstrecke bewaldet	0,49	45	0.29
6	einseitig	Uferstreifen mit Buschbewuchs	0,92	-10	0.29
7	Büsche beidseitig	Untersuchungsbereich mit Buschbewuchs	0,18	92	0.51
8		Gesamtstrecke mit Buschbewuchs	-0,52	163	0.28
9	Planungskonzepte	Flutrinnen	0,87	-5	0.28
10		Vorlandbealdung	0,89	-9	0.28
11		Vorland mit Buschbewuchs	0,85	1	0.28

Aus Tab. 4.14 gehen unter anderem der Freibord und die Wasserstandsänderungen hervor. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Vegetation auf den Vorländern erheblichen Einfluss auf den Wasserstand hat. Bei Vorländern ohne Bewuchs fällt der Wasserstand um bis zu 27 cm, bei einer vollständigen Bewaldung der Vorländer erhöht er sich um 45 cm und bei einer Verbuschung beider Vorländer steigt der Wasserstand um 163 cm. Bei einem Eishochwasser könnte dies fatale Folgen haben, da hier zusätzlich die Gefahren durch Eisgang und Eisversetzungen hinzukämen. GARBRECHT (1982) schlug damals nach umfangreichen Untersuchungen an der Elbe bei Jasebeck eine Flutrinne zur Eisabfuhr vor. Dieser Vorschlag kam ebenfalls von GRUBERT (2007), hier bezogen auf die Oder unterhalb von Ratzdorf. Bei seinem Gesamtkonzept kommt es aber auf die Vernetzung von verschiedenen Bewuchsarten und den daraus resultierenden Strömungen/Querströmungen und Strömungsgeschwindigkeiten an, um einen optimalen Wasserabfluss zu gewährleisten.

Dass ein Bewuchs von Vorländern durchaus die Abflussgeschwindigkeit hemmen kann, davon zeugt ein historisches Beispiel aus einem Vortrag des Königlichen Wasserbauinspectors A. Dittrich aus Brieg vom 6. März 1892 bei der General-Versammlung des Schlesischen Vereins zur Förderung der Culturtechnik. In diesem Vortrag ging es um Flussregulierungsmaßnahmen an der Oder. Er referierte: *„Zur Regulierung im weiteren Sinne gehört auch die Fürsorge für die Schaffung eines zweckmäßigen Bettes für Hochwasser und Eisgang, d.h. die Regulierung der vielfach sehr verwilderten Vorländereien. In dieser Beziehung muss anerkannt werden, dass die Oder naturgemäß dazu bestimmt ist, das Hochwasser und die Eismassen abzuführen, und dass dazu das Vorland außerhalb der Ufer in gewisser Breite freigelegt werden muss, weil dasselbe vielfach in der unzweckmäßigsten Weise dem Flutprofil durch Deichvorsprünge und Waldbestände entzogen worden ist“* (DITTRICH, 1892).

Aber bereits am 7. Juli 1819 wurde in einem Protokoll des damaligen preussischen Ingenieurs, Architekten und Wasserbauers Eytelwein anlässlich seiner Bereisung der Oder im Auftrag des Ministeriums für Gewerbe, Handel und Bauwesen u.a. festgehalten: *„Abfluss der Hochgewässer so wenig als möglich zu beschränken, ist eine wesentliche und unerlässliche Bedingung. Alles, was das gegenwärtig vorhandene Inundations-Profil (Überflutungsprofil oder Hochwasserabflussquerschnitt) wesentlich beeinträchtigen könnte, muß demnach vermieden werden. Es ist darauf zu halten, dass das am Ufer zu nahe stehende hohe Holz den Ufer-Ordnungen gemäß in der festgesetzten Entfernung abgeräumt, und in den Werdern, Außen- und Vorländern dergleichen hohes Holz gar nicht geduldet werde“*. (UHLEMANN, 1999).

Es geht aus den historischen Belegen hervor, dass die Erkenntnis, dass sich Bewuchs von Deichvorländern negativ auf die Hochwasserabfuhr auswirkt, schon seit mindestens 190 Jahren besteht.

4.3.4.2.5 Eisstau- und Eisversatzbildung durch verringertes Gefälle und Flusskrümmungen

Weitere Stellen in einem Fluss, an denen es zu einem Eisstau kommen kann, sind Stellen mit einem verringerten Gefälle und Flusskrümmungen.

Im Bereich Hohensaaten an der Oder verringert sich das Gefälle des Flusses von 0,027 Promille auf 0,018 Promille (ELWIS, 2011) bzw. 0,015 Promille (BUCHHOLZ, 2009). Da sich das Gefälle hier abrupt ändert, entsteht quasi ein „Knick“. Aus der bisher dynamischen Strömung entsteht eine quasi statische Strömung. Zusätzlich wird in diesem Bereich der Oder noch der Rückstau der Ostsee bemerkbar, denn der Pegelnullpunkt des Pegels Hohensaaten liegt bei nur 0,149 m über NN (ELWIS, 2011), also knapp über dem Meeresspiegel. Das Wasser der Oder kann nicht mehr schnell genug abfließen. Aus diesem Grund entstehen an der Oder immer wieder ab dem Dammschen See (Jezioro Dabie) Eisstände, die sich stromauf fortsetzen.

Neben der Verringerung der Geschwindigkeit und der Einengung des Hochwasserprofils weist die Oder bei Hohenwutzen auch eine starke Krümmung auf, verbunden mit Hochufern ohne Vorländer (EWE & LAUSCHKE, 2009). Hier kann das ankommende Eis, welches auf eine Eisversetzung trifft, nicht über die Vorländer ablaufen, sondern es kann sich bis an die Deiche stauen und diese dann gefährden.

Beim Eishochwasser im Winter 2010/11 konnten die Deiche bei Hohensaaten gerade noch gehalten werden. Am 7. Januar 2011 betrug der Wasserstand am Pegel Hohensaaten 754 cm (ELWIS, 2011). Er lag um 54 cm höher als die Alarmstufe IV ohne Eis und um 104 cm höher als Alarmstufe IV mit Eis. Hier war es nur glücklichen Umständen zu verdanken, dass der Deich bei Hohensaaten nicht brach. Es hatte sich bei diesem Eishochwasser eine Eisversetzung in der Warthe gebildet. Wäre diese gebrochen oder aufgelöst worden, so hätte sich das aufgestaute Wasser und Eis in einer Flutwelle in die Oder ergossen, und das dortige Hochwasser noch verstärkt. In diesem Fall hätten die Deiche vermutlich dem Druck nicht standgehalten.

Bei Damnatz/Elbe (Strom-km 509) befindet sich in der Elbe ebenfalls eine starke Krümmung mit einem ausgeprägten Gleithang. Dort hat sich bereits durch die Ablagerungen infolge verringerter Strömung eine Sandbank gebildet (siehe Abb. 4.47).



Abb. 4.47 Flusskrümmung bei Damnatz/Elbe, Strom-km 509 (Foto: Google Earth)

ROEBLER (1911) wertete Eisversetzungen in der Elbe zwischen 1888 und 1909 aus. Dabei stellte er fest, dass ein Großteil der Eisversetzungen in Flusskrümmungen und an der Dömitzer Brücke auftrat. Als wesentliche Ursache für die häufigen Eisversetzungen in Flusskrüm-

mungen sind die Untiefen (Furten) und die Sandbänke anzusehen, die sich oft oberhalb und unterhalb der Flussbögen bilden, wie aus der Abb. 4.47 zu ersehen ist.

4.3.4.2.6 Eisstau- und Eisversatzbildung im Tidebereich eines Flusses

Ein spezieller Bereich, an dem sich ein Eisstau bilden kann, ist der Tidebereich der Elbe. Hier ist der kritische Abschnitt für Eisstände die Flutstromgrenze, die wiederum von der Abflussmenge und dem Tidehub abhängt. Er liegt an der Elbe zwischen Strom-km 599 und 620 (VOß, 1998). Nach KLEINE (1990) betrug der Tidehub um 1900 bei Hamburg-Harburg etwa 180 cm und erreichte 1980 etwa 320 cm. Bei einem für Eisstände begünstigenden Oberwasserabfluss von 400 – 800 m³/s liegt die Flutstromgrenze eher bei Strom-km 599, während bei Oberwasserabflüssen von mehr als 1.500 m³/s die Flutstromgrenze bei Strom-km 620, also im Stromspaltungsgebiet Norder- und Süderelbe liegt. Die Flutstromdauer liegt bei Hamburg-Harburg zwar nur bei 4,75 Stunden, während die Ebbestromdauer bei 7,75 Stunden liegt. Dennoch staut das auflaufende Wasser den ungehinderten Eisschollenabfluss. Wenn hier nicht durch Eisbrecher in der Flutstromphase das dichte Treibeis am Zusammenfrieren gehindert werden kann, hat das Treibeis bei Ebbe keine Chance abzufließen. Bei dieser sogenannten Tideströmung schieben sich das mit der Flut stromauf „fließende“ Eis und das mit der Ebbe abfließende Eis ineinander und frieren zusammen. Es verdichtet sich zu Packeis oder Presseis.

Nach KLEINE (1990) ist die Lage wesentlich kritischer, wenn es bei einer Oberwasserführung von mehr als rund 1.500 m³/s und starkem Treibeis zu einem Eisstand im Flutstrombereich kommt. Eine seltene, aber nicht auszuschließende Lage, wie der Winter 1986/87 bei einer Wasserführung von ca. 2.000 m³/s gezeigt hat. Es gelang den Eisbrechern nicht, in der Ebbezeit den Eisstand aus stark gepresstem Scholleneis zu beseitigen. Das Eis staute das Wasser, und es entstand ein starkes Gefälle. Im Bereich des Eisstandes wurden große Mengen des Treibeises von der zunehmend stärker werdenden Ebbeströmung unter die standfeste Eisdecke gedrückt, wobei das Treibeis infolge der Rauigkeit der stehenden Decke weitgehend unter dieser gefangen wurde. Im Bereich geringer Strömungsgeschwindigkeit unter der Eisdecke wird der Abflussquerschnitt nahezu vollständig mit Eis verstopft. Die Folge war ein weiterer Wasserspiegelanstieg durch Rückstau. Durch den Rückstau infolge der Einengung des Abflussquerschnitts hob sich zwischenzeitlich die nach Oberstrom gewachsene Eisdecke. Sie verlor an den Rändern ihren Halt und rückte in Teilabschnitten nach. Es kam jetzt beim Auftreffen auf die noch stehende Eisdecke zu Packeis, welche dann auch nicht mehr von den Eisbrechern gelöst werden konnte. Die Folge waren weitere Wasserstandsanstiege mit dadurch verbundener Gefährdung der Deiche.

Die Staustufe Geesthacht wurde im Jahre 1960 bei Strom-km 585,90 fertig gestellt und bildet die Tidegrenze (WESKA, 1985). Bis dahin bildete sich der Eisstau in der Regel im Stromspaltungsgebiet der Norder- und Süderelbe bei Strom-km 620 bei einer Abflussmenge von

mehr als 1.500 m³/s oder je nach Tidehub erst bei Strom-km 599 bei einer Abflussmenge von 400 bis 800 m³/s (KLEINE, 1990). Mit der Staustufe wird das zu Tal fließende Wasser gestaut und das Wasserspiegellagengefälle verringert sich. Wie bereits bei der Eisbildung beschrieben, kann sich hier durch die verminderte Strömungsgeschwindigkeit leichter Eis bilden und auch herantreibende große Eisschollen setzen sich vor die Wehröffnung und verkeilen sich vor und zwischen den Pfeilern. Nachfolgende Eisschollen stoßen gegen die Eisbarriere und können nicht mehr in den Tidebereich abschwimmen (WIESE, 2003).

Es muss aber nicht zwangsläufig im Stromspaltungsgebiet der Norder- und Süderelbe oder an der Staustufe Geesthacht zu einem Eisstau kommen. Die nachfolgende Tabelle zeigt, dass in den Wintern 1981/82 und 2002/03 bei einem Abfluss der Elbe zwischen 1.700 und 3.200 m³/s lediglich zu einem dichten Eistreiben kam. Hier konnte das Eis über das Wehr abtreiben und auch der Tidehub war nicht so groß, dass dadurch eine Stauwirkung erzielt wurde.

Tab. 4.15 Eiswinter an der Elbe seit Fertigstellung der Staustufe Geesthacht im Jahre 1960, (aktualisierte Tabelle) (WIESE, 2003)

Eiswinter	Beschreibung / Auswirkung	Besonderheit
1962/ 1963	Eissand bis in die CR, km 21,3 (CR)	
1971/ 1972	Eisstand bis Havelberg, km 422	Q = 202 – 537 m ³ /s
1978/ 1979	Eisstand bis Tießau, km 528	Q = 750 – 1340 m ³ /s
1981/ 1982	Starkes Treibeis über mehrere Tage	Q = 1700- 2500 m ³ /s
1983/ 1984	Eisstand bis Heisterbusch, km 553	Q = 360 – 408 m ³ /s
1984/ 1985	Eisstand bis Magdeburg, km 328,5	Q = 432 – 1287 m ³ /s
1986/ 1987	Eisstand bis Tangermünde, km 392	
1995/ 1996	Eisstand bis Magdeburg, km 323	
1996/ 1997	Eisstand bis Barby, km 291,5	
2002/ 2003	Sehr dichtes Treibeis	Q = 3200 m ³ /s
2003/ 2004	Treiberis	
2005/ 2006	Eisstand bis Radegast, km 555	
2008/ 2009	Eisstand bis Bleckede, km 548	

Aus Tab. 4.15 ist nicht ersichtlich, ab welchem Stromkilometer mit einem möglichen Eisstau zu rechnen ist. Als Beispiel dazu soll der Winter 1986/87 dienen.

Ein Eisstau, bzw. Eisversetzung trat im Winter 1986/87, im Bereich der Tideelbe bei Fliegenberg (Strom-km 602) auf, rund 16 km unterhalb des Wehres Geesthacht. Am Pegel Artlenburg (Strom-km 574), oberhalb des Wehres Geesthacht, stieg der Wasserspiegel dadurch innerhalb eines Tages um 170 cm (NLWKN, 2006).

4.3.4.2.7 Eisstau- und Eisversatzbildung in der Oder ab dem Dammschen See (Jezioro Dabie)

Die Oder weist gegenüber der Elbe eine Besonderheit auf. Hier friert zunächst der Dammsche See (Jezioro Dabie) bei Stettin (Szczecin) zu. Von dort setzt sich die Eisstandsgrenze flussaufwärts fort. Sieht man jetzt vom den Kühlwasser des Kraftwerkes Dolny Odra ab, das die Oder ab Widuchowa (Strom-km 699) bei entsprechender Einleitung nicht mehr zufrieren lässt, so sind Schwerpunkte einer Eisversetzung bei

- Gosdowice – Osinow - km 647,0
- Bielinek - km 674,0
- Krajnik Dolny - km 688,0
- Widuchowa - km 699,0.

Ein besonderer Schwerpunkt ist dabei Bielinek. Hier sind besondere hydrogeographische Gegebenheiten vorhanden, welchen einen Eisstau begünstigen. Die Oder ist hier sehr schmal, bildet große Mäander mit lokalen Untiefen und Buhnen. Im Zeitraum von 1970 bis 1999 fanden hier allein 17 Eisversetzungen statt, bei denen die polnische Alarmstufe für Hochwasser in Bielinek von 460 cm Wasserstand übertroffen wurde. Der höchste Wasserstand betrug dabei 754 cm mit einem Abfluss von 1430 m³/s in Gozdowice (Strom-km 647,0) (DYBKOWSKA-STEFEK & PLUTA, 2000).

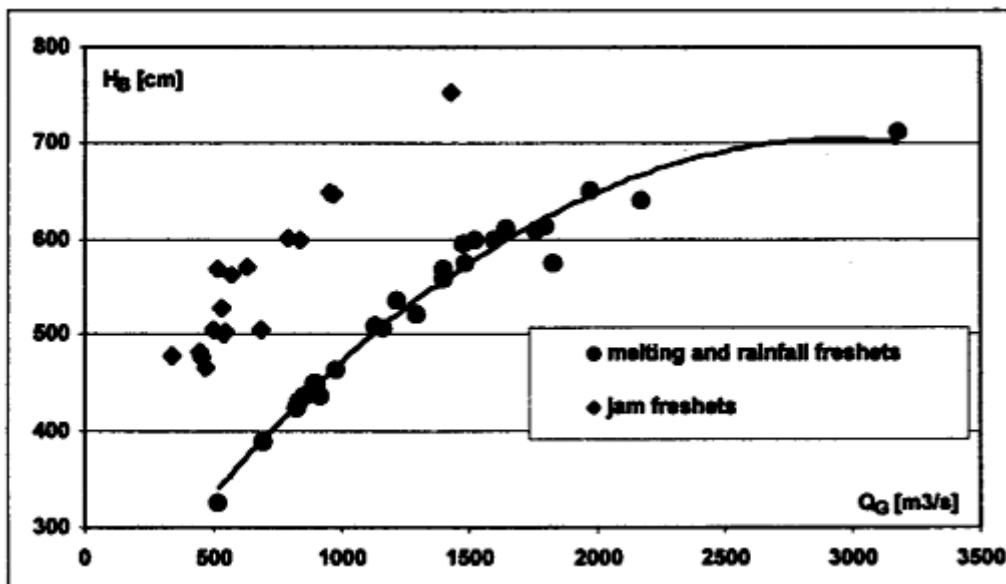


Abb. 4.48 Wasserstands-/Abflussbeziehungen in Bielinek und Gozdowice für Hochwasser aus Niederschlag und Schneeschmelze (melting and rainfall freshets) sowie Eisstau (jam freshets) (DYBKOWSKA-STEFEK & PLUTA, 2000)

Zieht man die Wasserstands-Abfluss-Beziehung des Pegels heran (siehe Abb. 4.48), liegt der von Eis unbeeinflusste Abfluss am Pegel Bielinek zwischen 3.000 und 3.500 m³/s bei einem Wasserstand von ca. 700 cm und wurde im Juli 1997 gemessen. Der Wert von 754 cm Wasserstand und 1.430 m³/s wurde anlässlich eines Eishochwassers am 12. Januar 1982 ermittelt (DYBKOWSKA-STEFEK & PLUTA, 2000). An diesem Beispiel zeigt sich die durch eine Eisversetzung oder einen Eisstau gestörte Wasserstands-Abfluss-Beziehung.

In diesem und den vorherigen Kapiteln wurden die einzelnen Orte, an denen sich ein Eisstau bilden kann, aufgeführt und erläutert. In diesem Zusammenhang wurden auch Beispiele angeführt, warum und wie sich dort ein Eisstau bilden kann.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich auf einem Fluss ein Eisstau bilden kann durch:

- eine Flussenge mit Einengung des Querschnittes,
- eine Brücke, weil hier ebenfalls der Flussquerschnitt eingeengt wird,
- Verbuschungen auf Vorländern, weil bei einem gewissen Wasserstand das Eis an diesen Verbuschungen hängen bleiben kann,
- eine Staustufe oder ein Wehr, weil hier der Fluss durch die Stauung langsamer fließt und das Eis nicht ungehindert abfließen kann,
- dicht an das eigentliche Flussbett heranreichende Deiche, weil bei einem ausufernden Fluss nicht genügend Wasser abgeführt werden kann,
- Sandbänke, weil sich hier das Eis auf der Sandbank festsetzen kann und der Querschnitt des Flusses eingeengt wird,
- einen Tidebereich wie an der Elbe, weil durch Ebbe und die spätere Flut das Eis nicht abfließen kann,
- durch Buhnen, weil auch hier der Fließquerschnitt bei bestimmten Wasserständen eingeengt ist und sich hier auch leicht Randeis bilden kann.

Hier können gleich mehrere der oben angeführten Faktoren zutreffen.

4.3.4.2.8 Abhängigkeit des Eisstandes vom Durchfluss

Es stellt sich die Frage, ob ein Eisstand von einem bestimmten Durchfluss abhängig ist. Das WSA LAUENBURG (2009) veröffentlichte eine Liste mit den Eiswintern auf der Elbe seit Fertigstellung der Staustufe Geesthacht im Jahre 1960 im Bereich des WSA LAUENBURG. Daraus geht hervor, dass es vom Winter 1962/63 bis zum Winter 2008/09 an insgesamt 13 Wintern Treibeis bzw. Eisstand gab. Bei 6 Wintern wurde der Durchfluss vermerkt. Bis zu einem Durchfluss von 1.340 m³/s gab es Eisstand, und ab einem Durchfluss von 1.700 m³/s gab es nur noch Treibeis.

Die geringe Anzahl von Wintern dürfte nicht unbedingt repräsentativ sein. Sie kann jedoch als Indiz dafür gewertet werden, dass zwischen einem Durchfluss von $1.340 \text{ m}^3/\text{s}$ und $1.700 \text{ m}^3/\text{s}$ einen „Grenzdurchfluss“ gibt, bei dem der Wasserstand so hoch ist, dass es zu keinem Eisstand kommt.

Ein Beispiel von der Oder soll dieses verdeutlichen.

Bei der Auswertung der Abflussreihe 1921/1997 des Pegels Hohensaaten lag der MNQ (mittlerer Durchfluss bei Niedrigwasser) bei $245 \text{ m}^3/\text{s}$, der MQ (mittlerer Durchfluss) bei $521 \text{ m}^3/\text{s}$ und der MHQ (mittlerer Durchfluss bei Hochwasser) bei $1.260 \text{ m}^3/\text{s}$ (DGJ, 1997). Da es bei all diesen Abflüssen sowohl Treibeis als auch Eisstand gab, kann daher grob gesagt werden, dass an der Oder bei Niedrigwasser, bei mittlerem Abfluss, aber auch bei Hochwasser sowohl mit Treibeis als auch mit Eisstand gerechnet werden kann. Das ist für eine Prognose nicht sehr hilfreich. Lediglich ab einem Durchfluss von mehr als $1.620 \text{ m}^3/\text{s}$ bildete sich seit 1940 kein Eisstand mehr. Einen Durchfluss von $1.620 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Hohensaaten gab es am 19.3.1940. Es herrschte Eisstand. Am 20.3.1940 gab es bei einem Durchfluss von $1.690 \text{ m}^3/\text{s}$ lediglich Treibeis.

Hier ist der Durchfluss eine wichtige Komponente, aus der ersichtlich ist, ob sich ein Eisstau/Eisstand bildet.

Lässt es sich aber bestimmen, ob eine Eisdeckenbildung auf einem Fließgewässer primär durch die Anlagerung von abgebremsten Eisschollen oder durch eine Eisversetzung dominiert wird?

CARSTENSEN (2008) zitierte in diesem Fall ANDRES (1999), der eine Stabilitätszahl X_{St} definierte.

$$X_{\text{St}} = \frac{T_L \cdot B_{\text{Fluss}} \cdot \lambda_i}{Q \cdot I_W \cdot \rho_i \cdot q_s} \quad (4.9)$$

mit:

T_L	= Lufttemperatur	(K),
B_{Fluss}	= Breite des Flusses	(m),
λ_i	= Wärmeleitfähigkeit für Eis	$\left(2,2 \cdot \frac{\text{W}}{\text{m} \cdot \text{K}}\right)$,
Q	= Abfluss	$\left(\frac{\text{m}^3}{\text{s}}\right)$,
I_W	= Wasserspiegelgefälle	$\left(\frac{\text{m}}{\text{m}}\right)$,
ρ_i	= Eisdichte	$\left(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}\right)$,
q_s	= Schmelzwärme Eis	$\left(\frac{\text{J}}{\text{kg}} \text{ mit } J = \frac{\text{kg} \cdot \text{m}^2}{\text{s}^2}\right)$.

ANDRES (1999) führte diese Untersuchungen auf dem Peace River in Kanada durch. Die Analyse gab eine Stabilitätszahl X_{St} von 0,0003. Eisversetzungen traten bei Werten größer als 0,0003 auf. Eisdeckenbildungen durch Anlagerung von Eisschollen waren bei kleineren Stabilitätszahlen festzustellen.

Lässt sich dieses Ergebnis auch auf die Oder übertragen?

Grundsätzlich ist dazu zu sagen, dass seitens des WSA EBERSWALDE genau dokumentiert wurde, wann Eisstand, bzw. Eisversetzung herrschte. Anhand dieser Daten soll geprüft werden, ob sich Formel 4.9 auch auf Hohensaaten übertragen lässt.

Gegeben sind eine Temperatur von -5°C , eine Strombreite bei Hohensaaten von 200 m, die Wärmeleitfähigkeit von Eis nach CARSTENSEN (2008) mit 2,21 bei 0°C und 2,24 bei -30°C (hier: 2,22 für -5°C), dazu 0,015 Promille Gefälle (MW), 333 KJ/kg Schmelzwärme Eis (oder 333.000 J/kg), eine Eisdichte von ca. 917 bei -5°C , sowie 1.600 m^3/s Durchfluss. Nach dieser Berechnung ergibt sich eine Stabilitätszahl von

$$X_{St} = \frac{5 \cdot 200 \cdot 2,22}{1600 \cdot 0,000015 \cdot 917 \cdot 333000} = 0,000302$$

Nach dieser Berechnung würde sich nach dem Ansatz von ANDRES (1999) an der Oder eine Eisversetzung bilden.

Liegt der Durchfluss bei 1.700 m^3/s , so ergibt die Berechnung eine Stabilitätszahl von 0,000285. Das würde bedeuten, dass sich bei einem Durchfluss von 1.700 m^3/s keine Eisversetzung mehr bildet, sondern lediglich eine Eisdecke durch Anlagerung von Eisschollen. Das deckt sich nicht ganz mit den Beobachtungen in diesem Kapitel, da bei einem Durchfluss von 1.620 m^3/s am Pegel Hohensaaten (19.3.1940) Eisstand herrschte, während es am 20.3.1940 bei einem Durchfluss von 1.700 m^3/s Treibeis gab. Es bildete sich also keine Eisdecke mit Anlagerung von Eisschollen, sondern es herrschte Treibeis. Die Formel von ANDRES (1999) ließe sich daher mit dem Zusatz, dass bei einer Stabilitätszahl unter 0,0003 lediglich Treibeis herrscht, auch auf die Oder anwenden. Es muss daher zwischen einem Durchfluss von 1.620 m^3/s und 1.700 m^3/s einen „Grenzdurchfluss“ geben, bei dem es nicht mehr zu einem Eisstand kommt. Nach der Formel von ANDRES (1999) ist das eine Stabilitätszahl zwischen 0,000302 und 0,000285.

Es ließen sich jetzt beliebig viele Varianten (größere Flussbreite, geringeres Gefälle, geringere Kälte, mehr Durchfluss etc.) nach Formel 4.9 durchrechnen, um festzustellen, unter welchen Gegebenheiten die Stabilitätszahl von 0,0003 über- oder unterschritten wird. Darauf wird hier aber verzichtet.

4.3.4.3 Zeitpunkt des Entstehens eines Eisstaus anhand von geringen Kältesummen

Neben den Orten und der Art und Weise des Entstehens eines Eisstaus ist auch der Zeitpunkt wichtig.

Aus den bisherigen Ausführungen ist ersichtlich, wie sich das Eis bildet und wie sich der Eisbildungsprozess über Randeis, Grundeis, Treibeis bis zu einem Eisstau oder Eisstand fortsetzt.

Jetzt gilt es noch zu klären, wann ein Eisstau entsteht.

Dazu gibt es unterschiedliche Thesen. Nach ADLER (2004) bildet sich auf der Oder ein Eisstand (Eisstau), wenn in 4 bis 5 Nächten $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ unterschritten werden und die Temperaturen tagsüber nicht nennenswert ansteigen. Das wäre unter der Annahme von 5 Tagesmitteltemperaturen von $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ eine Kältesumme von $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Dass eine solch geringere Kältesumme zur Bildung von Randeis und Treibeis führen kann, ergeben auch die Ausführungen von PUFFAHRT (2009), bezogen auf den Winter 1978/79 (Katastrophenwinter in Norddeutschland) im Bereich Schnackenburg-Geesthacht an der Elbe. Am 28.12.1978 hatte das Wasser noch eine Temperatur von $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Innerhalb von 50 Stunden bis zum 31.12.1978 kühlte sich dabei das Wasser auf $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, bis zum 2.1.1979 sogar auf $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ab. Dazu trugen die sehr kalten Temperaturen bei, die an Silvester bis zu $-26\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Tiefstwerte) betrugen. Bereits am 31.12.1978 wurde das erste Rand- bzw. Treibeis gemeldet. Am 2.1.1979 herrschte bereits Eisstand. Nach Unterlagen des DWD (2011) betrug die Kältesumme vom 28.12.1978 bis zum 2.1.1979 an der Wetterstation Hamburg-Fuhlsbüttel $-51,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ und in derselben Zeit in Schwerin $-39,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. In Hamburg-Fuhlsbüttel betrugen dabei die mittleren Tagestemperaturen am 30.12.1978 $-9,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, am 31.12.1978 $-15,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, am 1.1.1979 $-10,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ und am 2.1.1979 $-10,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der Bereich Schnackenburg-Geesthacht liegt zwischen diesen beiden Wetterstationen. Aufgrund dieser Werte dürften die Aussagen von ADLER (2004) zutreffen.

Bei Auswertung des DGJ (1997a) mit Angaben über die Eisbedingungen und gleichzeitiger Auswertung der Klimadaten der Wetterstation Lindenberg/Brandenburg ergab sich für den 19.- 31.12.1997 eine Kältesumme von $-97,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Es herrschten durchgängig Tagesmitteltemperaturen unter $-0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Am 1.1.1979 kam es zu einem Eisstand in Hohensaaten.

4.3.4.4 Fortschreitende Eisstandsgrenze

Bei der Bildung eines Eishochwassers ist es ebenfalls wichtig zu wissen, wo sich die Eisstandsgrenze befindet, denn dort könnte sich dann durch eingeschränkte Abflussbedingungen eine Eisversetzung bilden.

Es gibt mehrere Möglichkeiten, das Fortschreiten der Eisstandsgrenze zu ermitteln.

BOEHRER (2006) zeigt die Rückstaugeschwindigkeit für Treibeis auf der Elbe gemäß Abb. 4.49 an.

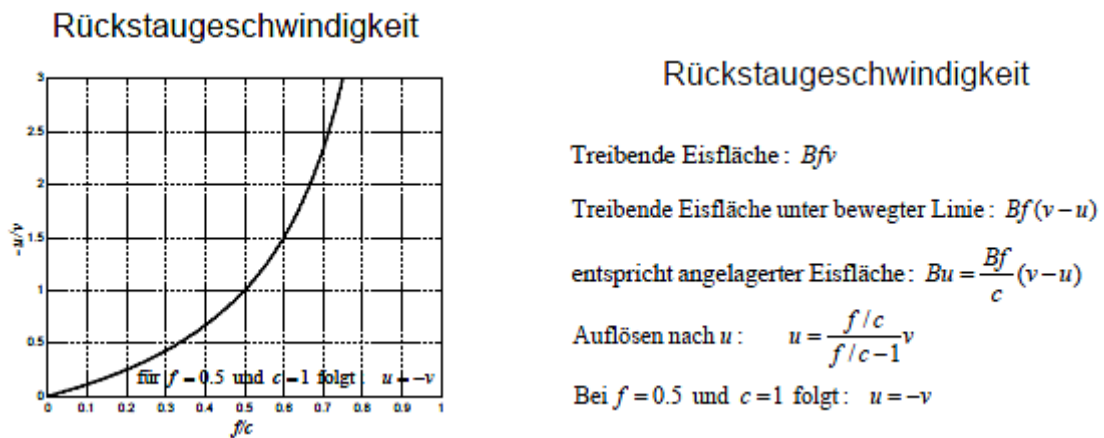


Abb. 4.49 Rückstaugeschwindigkeit von Treibeis (BOEHRER, 2006)

Auf der Elbe wächst die Eisstandsgrenze in der Regel vom Wehr in Geesthacht aus stromauf durch zu Tal treibende Eisschollen. Kennt man die Geschwindigkeit der herangeführten Eisschollen und den Bedeckungsgrad der Flussoberfläche mit Eis, dann kann daraus nach BOEHRER (2006) die Geschwindigkeit der Eisfront berechnet werden.

Ein Fluss, der mit der Geschwindigkeit v strömt und auf einer ausgewählten Fläche F zu einem Anteil $f = F_{ice}/F$ mit Eisschollen bedeckt ist, transportiert eine Eisfläche von $B \cdot f \cdot v$ durch den Querschnitt eines Flusses der Breite B . Der Transport von Eis durch einen relativ zum Flussufer mit der Geschwindigkeit u ($u < 0$ für Bewegungen flussaufwärts) bewegten Querschnitt ergibt: $B \cdot f \cdot (v - u)$. Setzt man u nun gleich der Geschwindigkeit, mit der die geschlossene Eisdecke flussaufwärts wächst, dann muss die Zeiteinheit pro gewonnene Eisfläche $B \cdot u$ der pro Zeiteinheit angespülten Eisfläche entsprechen.

$$B \cdot u = - \frac{B \cdot f}{c} (v \cdot u) \quad (4.10)$$

mit:

- B_{Fluss} = Breite des Flusses (m),
- u = Geschwindigkeit, mit der die Eisdecke stromauf wächst (m/s),
- v = Geschwindigkeit des zu Tal fließenden Wassers (m/s),
- f = Anteil der Eisbedeckung (%),
- c = Verdichtungsfaktor (%).

Im letzten Schritt wird dann der Anteil der Eisbedeckung (zunächst f) durch f/c ersetzt, d.h. es wird mathematisch ein Zusammenschieben der Eisschollen zugelassen, wenn sie in die Eisfront hineintreiben und dadurch die Eisdecke flussaufwärts wächst.

Ist der Verdichtungsfaktor des Eises (BOEHRER, 2006) größer 1, bedeutet das eine Verdichtung des Eises. Das ankommende Treibeis trifft auf einen Eisstau, und die Strömungsgeschwindigkeit drückt das Eis zusammen, bzw. schiebt es unter oder über die bestehende Eisdecke. Dieser Vorgang kann auch als Eistrücken bezeichnet werden. Stellt man Gleichung 4.10 von BOEHRER (2006) nach c um, erhält man Gleichung 4.11.

$$c = -f \frac{v - u}{u} \quad (4.11)$$

Bei einer Strömungsgeschwindigkeit von $v = 1 \text{ m/s}$, $f = 1$ und $u = -0,46 \text{ m/s}$ folgt: $c = 1,17$

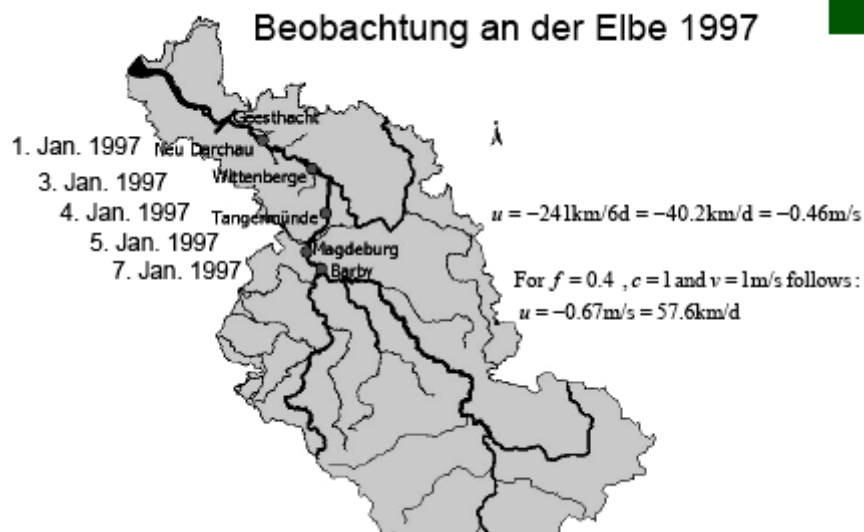
Dieser Überdeckungs- oder Verdichtungsfaktor bedeutet, dass bei einer ankommenden Eisfläche von z.B. 117 m^2 diese sich auf 100 m^2 Eis verdichten und dann den Eisstand bilden kann.

Wir nun die Gleichung 4.10 nach u aufgelöst so erhalten wir die Vorrückgeschwindigkeit der Eisfront.

$$u = \frac{f/c}{(f/c) - 1} \quad (4.12)$$

Diese Formel gilt für $0 \leq f/c < 1$ und ergibt natürlich kein Wachstum für $f/c = 0$ und eine Annäherung an Unendlich für $f/c \rightarrow 1$. Bei einer Eisbedeckung von 50 % ($f = 0,5$) und einem Verdichtungsfaktor von $c = 1$ ($f/c = 0,5$), d.h. einem Fortschreiten ohne Verdichtung, wächst die Eisdecke mit derselben Geschwindigkeit flussaufwärts, wie der Fluss abwärts strömt.

An der Elbe zwischen Neu-Darchau (Strom-km 536,5) und Barby (Strom-km 295,5) wurden im Jahre 1997 Beobachtungen über das Wachstum des Eisstandes gemacht. BOEHRER (2006) vergleicht den beobachteten Eisstand mit der Formel über die Rückstaugeschwindigkeit und kommt zu dem Ergebnis, dass sich der Eisstand in der Zeit vom 01.01.1997 bis zum 07.01.1997 auf einer Länge von 241 km stromauf gebildet hat. Daraus ergibt sich eine tägliche Fortschreitung des Eisstandes von 40,2 km pro Tag oder 0,46 m pro Sekunde (siehe Abb. 4.50).



Vergleich: Vorhersage - Beobachtung

Bei $f = 0.4$, $c = 1$ und $v = 1\text{m}/\text{s}$ folgt: $u = -0.67\text{m}/\text{s} = 57.6\text{km}/\text{d}$

Beobachtung einer festen Eisdecke:

Neu Darchau (km 536.5):	1.01.-17.01.1997
Wittenberge (km 454.6):	3.01.-26.01.1997
Tangermünde (km 388.2):	4.01.-30.01.1997
MD - Strombrücke (km 326.6):	5.01.-28.01.1997
Barby (km 295.5):	7.01.-25.01.1997

beobachtete Eisfront: $u = -241\text{km}/6\text{d} = -40.2\text{km}/\text{d} = -0.46\text{m}/\text{s}$

Abb. 4.50 Eisstandsfortschreitung 1997 an der Elbe (BOEHRER, 2006)

Unter den beschriebenen Bedingungen ($f = 0.5$ und $c = 1$) stauen sich die Eisschollen etwa mit der gleichen Geschwindigkeit an, mit der die Elbe fließt.

Eine weitere Methode, wie die fortschreitende Eisstandsgrenze ermittelt werden kann, gibt FREYDANK (1986) an. Er ermittelte sie über die Lufttemperaturen (siehe Abb. 4.51 und Gleichung 4.13).

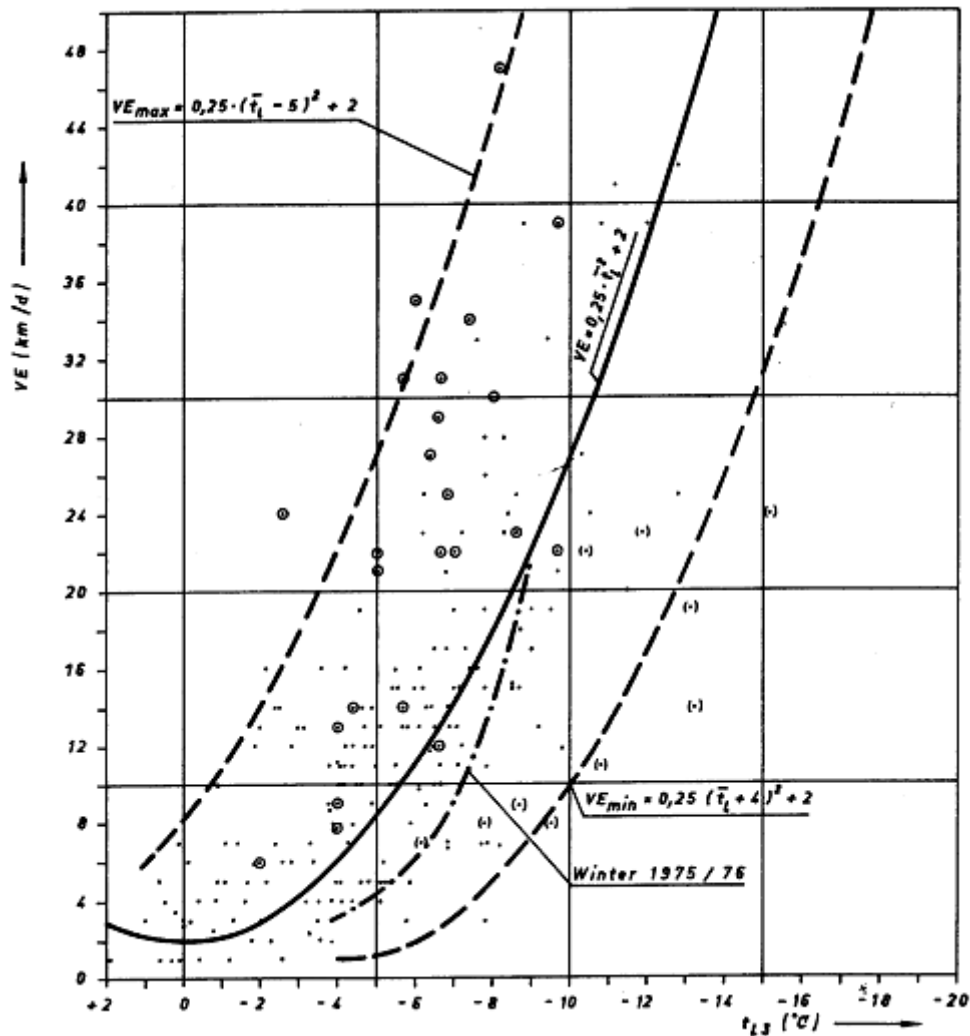


Abb. 4.51 Abhängigkeit der Eisstandsentwicklung von der Lufttemperatur (Eisstandsentwicklung dreitägig übergreifend ermittelt, Lufttemperatur dreitägig gemittelt – Bezugstag plus 2 Tage vorher) (FREYDANK, 1986)

Nach der obigen Abbildung beträgt dabei die Formel für die mittlere Fortschritts-
geschwindigkeit der Eisstandsgrenze pro Tag

$$VE \text{ (km/d)} = 0,25 \cdot t_L^2 + 2 \quad (4.13)$$

Daraus ergibt sich bei einer dreitägig gemittelten Temperatur von -10 °C nach der obigen Formel eine Fortschritts-
geschwindigkeit von

$$VE \text{ (km/d)} = 0,25 \cdot 10^2 + 2$$

$$VE \text{ (km/d)} = 27$$

Aus Plausibilitätsgründen kann man mehrere Methoden miteinander vergleichen, um
möglicherweise den Bereich abzugrenzen, in dem die Eisstandsgrenze liegen könnte.

Neben Berechnungen gibt es auch noch die Möglichkeit der Beobachtung. Tab. 4.16 enthält Angaben zu beobachteten Ausbreitungen der Eisstandsgrenzen auf der Elbe.

Tab. 4.16 Ausbreitung der Eisstandsgrenzen (IKSE, 2005)

Bereich/Elbe-km	Länge der Elbestrecke [km]	Ausbreitung der Eisstandsgrenzen					
		Januar/Februar 1987		Dezember 1996/Januar 1997		langjähriges Mittel ¹⁾	
		[km/h]	[Std.]	[km/h]	[Std.]	[km/h]	[Std.]
Wehr Geesthacht/585,9 - Boizenburg/559,5	26,4	2,0	13	2,0	13		
Boizenburg/559,5 - Darchau/536,4	23,1	1,5	15	2,1	11	0,7	34
Darchau/536,4 - Dömitz/504,7	31,7	3,5	9	1,3	24	1,0	32
Dömitz/504,7 - Lenzen/484,6	20,1	1,8	11	3,4	6	1,4	14
Lenzen/484,6 - Wittenberge/453,9	30,7	1,5	21	3,8	8	1,1	29
Wittenberge/453,9 - Tangermünde/388,2	65,7	—	—	3,7	18	2,7	24
Tangermünde/388,2 - Magdeburg/326,6	61,6	—	—	1,4	45	0,6	108
Magdeburg/326,6 - Barby/294,8	31,8	—	—	0,1	263	0,6	55

1) Mittel von 27 Ereignissen des Eisstandes der Jahre 1901 bis 1963

Daraus wird ersichtlich, dass es nicht überall ein gleichschnelles Voranschreiten der Eisstandsgrenze gibt. Im langjährigen Mittel (27 Ereignisse der Jahre 1901-1963) schritt die Eisstandsgrenze zwischen 0,6 und 2,7 km/h voran. Im Winter 1996/97 wurde auf der Strecke von Lenzen nach Wittenberge (Elbe) eine Geschwindigkeit von 3,8 km/h erreicht, was im Vergleich zu den mittleren Werten recht hoch ist. Aus Tab. 4.15 ist aber nicht ersichtlich, ob es in dem Zeitraum 1901 – 1963 noch höhere Werte gab.

Im Winter 1978/79 betrug nach PUFFAHT (2009) die Fortschritungsgeschwindigkeit des Eisstandes zwischen Geesthacht und Hitzacker (Elbe) zwischen 1,08 km/h und 1,57 km/h. Das Besondere an den unterschiedlichen Fortschritungsgeschwindigkeiten auf der Elbe ist, dass im Staubereich der Schleuse/Staustufe Geesthacht die höchste Fortschritungsgeschwindigkeit herrscht, also im extremsten Fall 1,57 km/h. Von dort wird diese Fortschritungsgeschwindigkeit immer langsamer und erreicht im Raum Hitzacker nur noch 1,08 km/h. Zu erklären ist das mit der verringerten Fließgeschwindigkeit der Elbe im Staubereich.

Abb. 4.52 zeigt die Eisstandsgrenze bei Elbe-km 528,0 am 10. Januar 1979, Höhe Tiessau-Tiesmesland. Auf der Aufnahme ist deutlich zu ersehen, dass die exakte Grenze des Eisstaus gut zu erkennen und daher auch zu bestimmen ist.



Abb. 4.52 Eisstand auf der Elbe am 10.1.1979, Höhe Tiessau-Tiesmesland, Strom-km 528,0 (PUFFAHT, 2009)

Aus ZBBAUVERW (1917) geht hervor, dass sich auf der Elbe die Eisstandsgrenze vom 3. Februar 1917 von Hoopte (Strom-km 598) aus stromauf fortsetzte, am 4.2. Artlenburg (Strom-km 574), am 5.2. Hitzacker (Strom-km 523), am 6.2. Lenzen (Strom-km 484), am 8.2. die Havelmündung (Strom-km 431), am 9.2. Tangermünde (Strom-km 388) und am 10.2. Ferchland (Strom-km 375) erreichte. Sie bewegte sich demzufolge mit einer täglichen Geschwindigkeit von 13 km bis zu 51 km stromauf. Dabei hatte sie vom 5.2. auf den 6.2.1917 bei 51 km fortschreitende Eisstandsgrenze eine stündliche Geschwindigkeit von 2,125 km/h.

In dieser Ausgabe des Zentralblattes der Bauverwaltung wird auf den Winter 1912 hingewiesen. Damals trat der Eisstand ebenfalls bei strenger Kälte, aber bei Niedrigwasser ein, was zur Folge hatte, dass er von Lauenburg (Strom-km 569) bis zur Havelmündung nur zwei Tage brauchte und in drei Tagen Wittenberg (Strom-km 214) erreichte, sich also in 3 Tagen 355 Kilometer stromauf bewegte. Bei einer Strecke von 355 Kilometern und 72 Stunden bedeutet das eine Fortschrittggeschwindigkeit von 4,9 km/h. Die Angaben aus dem Zentralblatt der Bauverwaltung werden durch die folgende Tabelle bestätigt, aus der ersichtlich ist, dass sich am 16.1.1912 der Eisstand bei Dömitz (Strom-km 504,7) befand und bereits 2 Tage später schon Magdeburg (Strom-km 326,6) erreichte. Ob dieser Eisstand bereits einen Tag später (19.1.1912, siehe Tabelle 4.17) Dresden erreichte (Strom-km 55,6), kann nicht gesagt werden. Dort könnte sich auch unabhängig vom Fortschreiten der Eisstandsgrenze ein Eisstand gebildet haben.

Tab. 4.17 Eisstandsverhältnisse auf der Elbe im 20. Jahrhundert (IKSE, 2005)

Jahr	Pegel / Elbe-km				
	Dömitz / 504,7	Magdeburg / 326,6	Wittenberg/L. ²⁾ / 214,1	Dresden / 55,6	Déčín / - 13,8 ³⁾
1901	07.01.1901 – 06.02.1901 31 Tage	11.01.1901 – 01.03.1901 41 Tage	36 Tage	08.01.1901 – 28.01.1901 21 Tage	04.01.1901 – 30.01.1901 27 Tage 18.02.1901 – 02.03.1902 13 Tage
1902	03.12.1902 – 26.12.1902 24 Tage	06.12.1902 – 24.12.1902 19 Tage	15 Tage	07.12.1902 – 20.12.1902 14 Tage	23.11.1902 – 27.11.1902 5 Tage 06.12.1902 – 19.12.1902 14 Tage
1912	16.01.1912 – 17.02.1912 33 Tage	18.01.1912 – 18.02.1912 32 Tage	29 Tage	19.01.1912 – 15.02.1912 28 Tage	16.01.1912 – 15.02.1912 31 Tage
1929	12.01.1929 – 15.03.1929 63 Tage	25.01.1929 – 15.03.1929 50 Tage	42 Tage	13.02.1929 – 13.03.1929 28 Tage	11.01.1929 – 15.03.1929 35 Tage
1947	22.12.1946 – 16.03.1947 77 Tage	04.01.1947 – 16.03.1947 72 Tage	69 Tage	04.02.1947 – 10.03.1947 35 Tage	06.01.1947 – 10.03.1947 33 Tage
1954	20.01.1954 – 07.03.1954 31 Tage	01.02.1954 – 21.02.1954 21 Tage	38 Tage	05.02.1954 – 07.03.1954 31 Tage	26.01.1954 – 07.03.1954 41 Tage
1963	27.12.1962 – 16.03.1963 52 Tage	01.02.1963 – 11.02.1963 12 Tage	54 Tage	31.01.1963 – 06.03.1963 35 Tage	16.01.1963 – 13.02.1963 29 Tage

Ähnliche Beobachtungen wie an der Elbe werden bei MANIAK (2005) in einem Beispiel für die Donau beschrieben. Dort wurde die rückschreitende Eisstaugrenze oberhalb der Draumündung mit 35 bis 40 km/Tag angegeben.

Ein weiteres Beispiel zeigt das Fortschreiten der Eisstandsgrenze im Winter 1990/91 auf der Elbe zwischen Hohnstorf (Strom-km 569) und Damnitz (Strom-km 509,4) (NEEMANN, 1991) (siehe Tab. 4.18).

Tab. 4.18 Fortschreiten der Eisstandsgrenze und Anstiegsgeschwindigkeit und –höhe des Wasserstands während der Eisstauphase im Februar 1991 auf der Elbe von Hohnstorf bis Damnatz (NEEMANN, 1991)

E i s s t a u p h a s e

	<u>B e g i n n</u>				<u>E n d e</u>				<u>E i s s t a u h ö h e</u>				
	Datum	Zeit	Laufzeit [Std.]	Fortpflanzungsge- schwin. [km/h]	Datum	Zeit	Laufzeit [Std.]	Fortpflanzungsge- schwin. [km/h]	Wasserstands- höhe [PNP + cm]		An- stiegs- höhe [cm]	Dauer [h]	An- stiegs- geschwin- digkeit [cm/h]
									Beginn	Ende			
Damnatz <u>Km. 589,4</u>	12.02.	0 ⁰⁰			16.02.	12 ³⁰			244	522	278	108,5	2,6
			24,0	0,6			57,5	0,2					
Hitzacker <u>Km. 522,8</u>	11.02.	0 ⁰⁰			14.02.	3 ⁰⁰			228	428	200	75,0	2,7
			18,5	0,7			37,0	0,4					
Neu Darchau <u>Km. 536,5</u>	10.02.	5 ³⁰			12.02.	14 ⁰⁰			202	382	180	56,5	3,2
			6,5	2,1			20,0	0,7					
Bleckede <u>Km. 550</u>	09.02.	23 ⁰⁰			11.02.	18 ⁰⁰			201	407	206	43,0	4,8
			4,0	4,8			41,5	0,5					
Hohnstorf <u>Km. 569</u>	09.02.	19 ⁰⁰			10.02.	0 ³⁰			182	221	39	5,5	7,1
Ø				2,0				0,4					5,2

Aus dieser Tabelle geht hervor, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Eisstaus (Fortschreiten der Eisstandsgrenze) zwischen Hohnstorf und Bleckede sogar 4,8 km pro Stunde stromauf betrug. Das Fortschreiten der Eisstandsgrenze verringert sich bis Damnatz auf 0,6 km pro Stunde.

JUNGFER (2003) führte eine Tabelle des WSA EBERSWALDE an (siehe Tab. 4.19), die das Fortschreiten der Eisstandsgrenze an der Oder im Winter 2002/03 aufzeigt. Daraus geht hervor, dass es nicht immer möglich ist, genau zu bestimmen, wann sich wo die Eisstandsgrenze befindet.

Tab. 4.19 Fortschreiten der Eisstandsgrenze an der Oder im Winter 2002/03 (JUNGFER, 2003)

Tag	Eisstands- grenze	Differenz zum Vortag	Tag	Eisstands- grenze	Differenz zum Vortag	Tag	Eisstands- grenze	Differenz zum Vortag
	Oder-km	km		Oder-km	km		Oder-km	km
12.12.	699,0	-	25.12.	623,0	6,5	07.01.	615,3	2,2
13.12.	684,0	15,0	26.12.	619,5	3,5	08.01.	608,9	6,4
14.12.	668,0	16,0	27.12.	616,0	3,5	09.01.	595,4	13,5
15.12.	654,0	14,0	28.12.	617,6	-1,6	10.01.	584,1	11,3
16.12.	646,0	8,0	29.12.	617,1	0,5	11.01.	573,1	11,0
17.12.	636,5	9,5	30.12.	618,0	-0,9	12.01.	566,7	6,4
18.12.	634,1	2,4	31.12.	618,0	0,0	13.01.	561,5	5,2
19.12.	632,3	1,8	01.01.	617,5	0,5	14.01.	559,4	2,1
20.12.	632,5	-0,2	02.01.	617,0	0,5	15.01.	562,5	-3,1
21.12.	631,5	1,0	03.01.	617,9	-0,9	16.01.	563,1	-0,6
22.12.	631,1	0,4	04.01.	618,0	-0,1	17.01.	597,7	-34,6
23.12.	631,1	0,0	05.01.	618,0	0,0	18.01.	591,0	6,7
24.12.	629,5	1,6	06.01.	617,5	0,5	19.01.	Eisbrecher durch	

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, dass die Eisstandsgrenze zunächst einmal drei Tage lang zwischen 14 und 16 km pro Tag stromauf fortschreitet. Danach verringert sich die Fortschreitungs-geschwindigkeit, verhardt teilweise, schreitet zurück usw. Aus dieser Tabelle ist keine Regelmäßigkeit zu ersehen.

Aus der fortschreitenden Eisstandsgrenze ergibt sich auch die Länge des Eistandes. Tab. 4.20 zeigt eine Aufstellung des Eisstandes vom Winter 1990/91 bis 2008/09 von der Oder. Hier ist neben der Länge des Eisstandes und der Reichweite der Eisdecke noch zusätzlich vermerkt wie viele deutsche und polnische Eisbrecher an der Eisaufbruchaktion beteiligt waren und wie lange der Eisaufbruch dauerte.

Tab. 4.20 Reichweite der Eisdecke auf der Oder von 1990/91 bis 2008/09 (KREFT & SZCZEPANIAK, 2009)

LN.	Winter- periode	Reichweite der Eisdecke	Länge [km]	Dauer der Eisaufbruch- aktion (Tage)	Anzahl der Eisbrecher im Einsatz	
					polnische	deutsche
1	2008/2009	576,6-741,6	165	18	7	6
2	2007/2008	688,5-717,3	28,3	3	4	3
3	2006/2007	0	0	0	0	0
4	2005/2006	444,8-741,6	296,8	29	7	7
5	2004/2005	703,3-730,5	27,2	0	0	0
6	2003/2004	615,3-741,6	126,3	16	7	6
7	2002/2003	559,5-741,6	182,1	19	7	7
8	2001/2002	645,4-717,3	71,9	23	8	6
9	2000/2001	0	0	0	0	0
10	1999/2000	673,0-717,3	44,3	6	3	4
11	1998/1999	681,0-717,3	36,3	11	7	0
12	1997/1998	685,0-717,3	32,3	15	7	0
13	1996/1997	411,5-717,3	305,8	35	8	7
14	1995/1996	345,0-717,3	372,3	63	8	6
15	1994/1995	697,0-717,3	20,3	9	4	0
16	1993/1994	661,0-717,3	56,3	30	8	4
17	1992/1993	542,0-717,3	175,3	18	7	4
18	1991/1992	684,0-717,3	33,3	7	6	2
19	1990/1991	522,0-717,3	195,3	27	8	4

Wie aus Tab. 4.20 hervorgeht, bildete sich der längste Eisstand in dieser Zeit auf der Oder im Winter 1995/96 auf einer Länge von 372,3 Kilometern von Strom-km 717,3 bis Strom-km 345,8. Im Winter 2008/09 war ein Eisstand von 165 km Länge auf der Oder zu verzeichnen. Seit dem Winter 1990/91, also dem „Wendejahr“, war nur an 2 Wintern kein Eisstand auf der Oder. Diese Tatsachen belegen auch, dass trotz Klimaerwärmung immer noch mit extremen Wintern und damit Eissituationen an der Oder zu rechnen ist.

In diesem Kapitel wurden mehrere Beispiele über den sich stromauf fortsetzenden Eisstand angeführt. Es wurde ebenfalls auf den Verdichtungsfaktor eingegangen. Diese Ausführlichkeit sollte aufzeigen, dass es bei keinem Wasserstand genau vorhersagbar ist, wann und wo sich die Eisstandsgrenze befinden wird. Hier sind gute Eisbeobachter gefragt, welche die jeweilige Eisstandsgrenze melden.

Die genaue Eisstandsgrenze ist aber dahingehend von Bedeutung, weil sich an der Eisstandsgrenze leicht ein Eisstau oder eine Eisversetzung bilden kann, aus der sich ein Eishochwasser entwickeln könnte.

4.3.5 Entstehen eines Eishochwassers

Aus den bisherigen Ausführungen geht hervor, dass viele Faktoren berücksichtigt werden müssen, die mit einer Eisbildung und einem Eisstand einhergehen.

Genauso ist es bei der eigentlichen Entstehung eines Eishochwassers. Auch hier gibt es viele Möglichkeiten, wie ein Eishochwasser entstehen kann. Es kann sich sowohl aus einem Eisstau und einem Eisversatz mit anschließendem Wasseranstieg oder einem Eisgang etc. ein Eishochwasser entwickeln.

Diese Möglichkeiten des Entstehens eines Eishochwassers lassen sich nicht immer gesondert behandeln, da sich durch einen Eisstau oft eine Eisversetzung bildet. Außerdem kann durch einen Eisgang aufgrund von Tauwetter, Schneeschmelze oder Eisaufbruch ebenfalls ein Eishochwasser entstehen, wenn die abtreibenden Eismassen auf eine bestehende Eisversetzung stoßen und infolge des starken Wasseranstiegs Überflutungen stattfinden. Daher können sich bei den nachfolgenden Ausführungen durchaus auch Überlappungen ergeben, d.h. bereits behandelte Teilaspekte werden zur Verdeutlichung noch einmal aus einer anderen Perspektive gesehen.

4.3.5.1 Wasseranstieg infolge von Eisversetzungen

Abb. 4.53 zeigt die Wasserstandsganglinien an den Pegeln Hohensaaten-Finow und Schwedt/Oder während der Eisperiode im Januar 2002 und verdeutlicht, wie der Wasserstand am Pegel Hohensaaten-Finow vom 5.1.2002 von einer Wasserstandshöhe von ca. 360 cm bis zum 6.1.2002 auf eine Wasserstandshöhe von 500 cm stieg. Bei einem Wasserstand von 520 cm am Pegel Hohensaaten beginnt die erste Hochwasser-Alarmstufe. Es fehlten also nur noch 20 cm bis Ausrufung der Hochwasser-Alarmstufe I. In den nachfolgenden Tagen stieg der Wasserstand bis auf 550 cm, was das Überschreiten der Hochwasser-Alarmstufe I bedeutete.

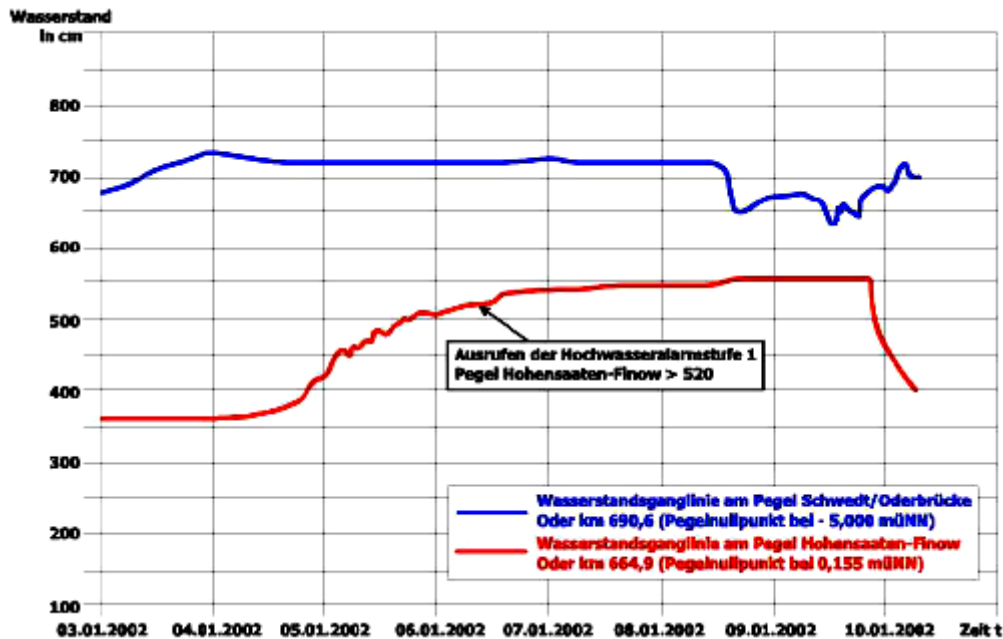


Abb. 4.53 Wasserstandsganglinien am Pegel Hohensaaten (WSA EBERSWALDE, 2002)

Das dichte Treibeis auf der Oder war seinerzeit im Bereich zwischen Widuchowa (Strom-km 705) und Güstebieser Loose (Strom-km 645) auf einer Gesamtlänge von über 50 km zum Stehen gekommen. Gleichzeitig bildete sich bei Widuchowa und Bielinek Eisbarrieren (Eisversetzungen durch sich ineinander schiebende Eisschollen) von ein bis zwei Meter Eisdicke. Dadurch kam es stromauf zu einem Aufstau des Wassers von bis zu zwei Meter Höhe.

Bei der Auswertung der Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbücher und der Presseinformationen des WSA EBERSWALDE ergaben sich aufgrund des Aufstaus durch die Eisversetzung Wasseranstiege zwischen 150 und 230 cm. Am Pegel Stützkow/Oder (Strom-km 680,5) stieg das Wasser vom 18. bis 20.1.2003 um 230 cm von 730 auf 960 cm. Für den Pegel Stützkow liegen nach KULZE (2011) die Richtwasserstände der Alarmstufe I bei 860 cm, der Alarmstufe II bei 910 cm und bei der Alarmstufe III bei 940 cm. Das Wasser stieg innerhalb von 2 Tagen bis zur Alarmstufe III. Die Alarmstufe III bedeutet dabei, dass ein aktiver Wachdienst auf den Deichen stattfindet (Deichläufer) und die Wasserstände bereits bis etwa halbe Deichhöhe reichen. Auch am Pegel Frankfurt/Oder stieg das Wasser am 17.1.2003 innerhalb weniger Stunden um 75 cm von 448 auf 523 cm. In Frankfurt stieg dabei das Wasser von der Alarmstufe I auf die Alarmstufe II (Kontrolldienst), d.h. das hier bereits mit der Kontrolle der gefährdeten Bereiche begonnen werden musste und die Einsatzkräfte bereitstehen müssen.

Besonders deutlich wird sowohl der starke Wasseranstieg durch eine Eisversetzung als auch die Verschiebung der Eisstandsgrenze im Winter 2009/10 durch folgende graphische Darstellung, wobei nicht speziell auf den PNP (Pegelnulpunkt) eingegangen werden soll. Die Darstellung soll lediglich den starken Wasseranstieg demonstrieren:

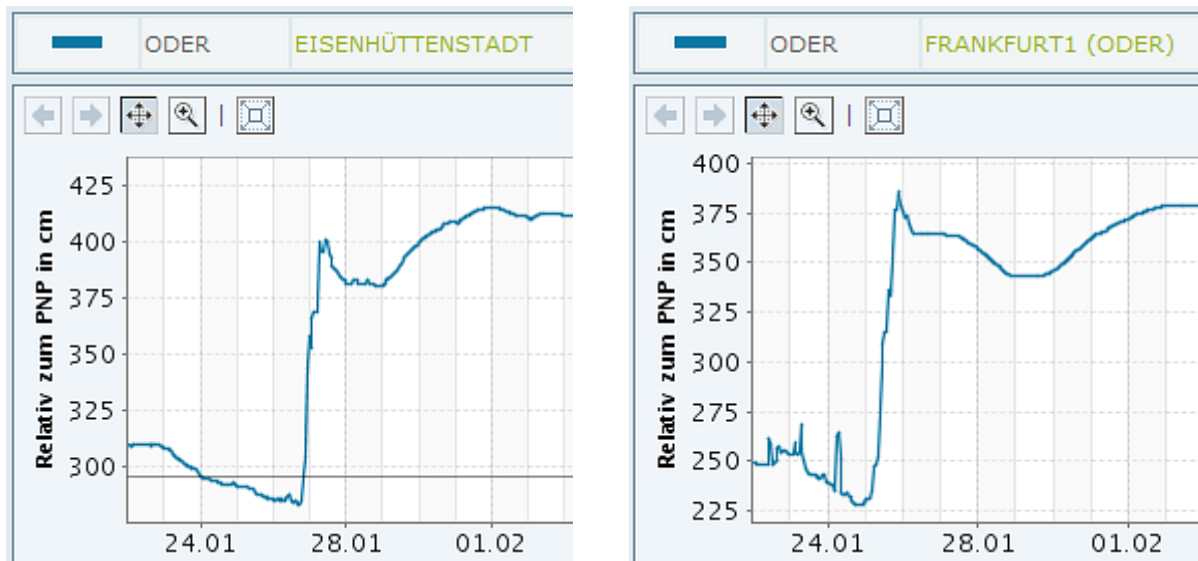


Abb. 4.54 Wasserstandsganglinien an den Pegel Frankfurt/Oder und Eisenhüttenstadt (PEGELONLINE, 2011)

Am Pegel Frankfurt/Oder stieg der Wasserstand vom 25.1.2010, 00.30 Uhr von 230 cm innerhalb von 20 ½ Stunden bis zum 25.1.2010, 21.00 Uhr auf 387 cm, also um 157 cm, während in Eisenhüttenstadt der Wasserstand vom 26.1.2010, 19.00 Uhr von 285 cm bis zum 27.1.2010, 10.00 Uhr auf 401 cm stieg, also innerhalb von 15 Stunden um 116 cm. Hieraus ist deutlich die Gefährlichkeit einer Eisversetzung zu erkennen.

Gleichzeitig wird daraus auch ersichtlich, mit welcher Geschwindigkeit sich der Eisstand stromauf bewegt. In diesem Fall brauchte er von Strom-km 585,28 (Frankfurt/Oder) bis Strom-km 554,14 (Eisenhüttenstadt), also für rund 31 km insgesamt 42,5 Stunden (25.1.2010, 00.30 Uhr - Beginn des Wasseranstiegs in Frankfurt - und 26.1.2010, 19.00 Uhr – Beginn des Wasseranstiegs in Eisenhüttenstadt -), was einer Geschwindigkeit von ca. 0,72 km/h entsprach.

Auch auf der Elbe zeigen sich ähnlich starke Wasseranstiege durch Eisversetzungen. Nach IKSE (2005) stieg dabei am Pegel Tangermünde im Winter 1995/96 der Wasserstand von 240 cm auf 537 cm, also um 297 cm. Am Pegel Neu-Darchau betrug der Wasseranstieg wegen Eisversetzung am 10.1.1979 sogar 341 cm.

Tab. 4.21 zeigt einen solchen Wasseranstieg auf der Elbe an drei Wintern bei verschiedenen Pegeln.

Tab. 4.21 Einfluss des Eisstaus auf den Wasseranstieg (IKSE, 2005)

Pegel	Elbe-km	Eisstand Jan./Febr. 1987			Eisstand Jan./Febr. 1996			Eisstand Dez. 1996/Jan. 1997		
		Wasserstand			Wasserstand			Wasserstand		
		vor Eisstand [cm]	bei Eisstand [max. cm]	Aufhöhung [cm]	vor Eisstand [cm]	bei Eisstand [max. cm]	Aufhöhung [cm]	vor Eisstand [cm]	bei Eisstand [max. cm]	Aufhöhung [cm]
Boizenburg	559,5	473	587	114	191	310	119	187	285	98
Neu Darchau	536,4	577	688	111	269	374	105	256	379	123
Dömitz	504,7	441	553	112	212	319	107	183	341	158
Wittenberge	453,9	449	584	135	231	438	207	264	394	126
Tangermünde	388,2	—	—	—	240	537	297	287	480	193
Magdeburg	326,6	—	—	—	299	372	73	165	371	206
Barby	294,8	—	—	—	—	—	—	219	427	208

Es ist aber nicht nur der Wasseranstieg durch den Eisstau von Wichtigkeit, sondern auch die Schnelligkeit des Wasseranstiegs.

Aus der Tab. 4.17 geht der Wasseranstieg deutlich hervor. Sie zeigt u.a. den Pegel Bleckede an der Elbe. Hier betrug der Wasseranstieg vom 9.2.1991, 23.00 Uhr bis 11.2.1991, 18.00 Uhr (= 43 Stunden) insgesamt 206 cm. Der Pegel stieg von 201 auf 407 cm, also 4,8 cm/h. In diesem Falle herrschte Niedrigwasser, also keine gefährliche Situation für Deiche oder andere Uferbefestigungen. Bei einem wesentlich höheren Wasserstand hätte aber eine solche Gefährdung durchaus eintreten können.

Aus der Tab. 4.17 gehen aber auch die Eisstauhöhe, die Dauer und die Schnelligkeit des Wasseranstiegs hervor. Stromauf von der Staustufe Geesthacht ist dabei die Anstiegshöhe des Wasserstandes am geringsten. Er vollzieht sich aber am schnellsten. Stromauf in Damnitz dauert der Wasseranstieg am längsten. Dafür ist der Wasseranstieg mit 278 cm am höchsten.

Hohnstorf liegt nicht weit von der Staustufe Geesthacht, in deren Nähe das Gefälle des Flusses am geringsten ist. Das ist eine Erklärung für den zunächst schnelleren Wasseranstieg. Die zweite Erklärung könnte sein, dass nicht nur das Gefälle oberhalb von Hohnstorf geringer ist, sondern dass sich die ankommenden Eisschollen verdichten. Das könnte auch die Erklärung sein, warum am Ende der Eisstauphase die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Wasseranstiegs über die gesamte Stromstrecke gesehen nur noch 1/5 der ursprünglichen 2 km/h, also 0,4 km/h beträgt.

In beiden Fällen, also am Beginn und am Ende der Eisstauphase, verringert sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Wasseranstiegs.

Das Beispiel zeigt, dass nicht nur die Eisstandsgrenze mit einer gewissen Geschwindigkeit stromauf wächst, sondern auch der Wasseranstieg. Es ist aber auch ersichtlich, dass nicht genau gesagt werden kann, mit welcher Geschwindigkeit sich sowohl die Eisstandsgrenze als auch der Wasseranstieg stromauf bewegen. Der Wasseranstieg mit seiner Dauer, Schnelligkeit und Höhe ist aber deshalb so wichtig, weil hieraus eine mögliche Gefährdung von Deichen ersichtlich ist, die sich in diesem Bereich befinden und eingestaut werden

können. Hier sind wieder die Eisbeobachter gefragt, und es ist eine ständige Pegelüberwachung nötig, um gefährliche Wasseranstiege sofort zu erkennen.

Wie die bisher angeführten Beispiele zeigen, kann aufgrund der unterschiedlichen Entstehung eines Eisstaus mit zusammengeschobenen, verkeilten oder aufgetürmten Eisschollen nicht genau gesagt werden, wie hoch an einzelnen Pegeln der Wasseranstieg sein wird.

Eishochwasser kann sich aber auch, wie bereits oben beschrieben, bei einem plötzlich fallenden Wasserspiegel bilden. Am 31.1.2004 war das Eis auf der Oder unterhalb Kietz zusammengesackt (verdichtet), was zu einer kurzzeitigen Überschreitung der Hochwassermeldemarke A I am Pegel Kienitz führte (siehe schwarze Wasserstandsganglinie für Kietz und rote für Kienitz) (siehe Abb. 4.55).

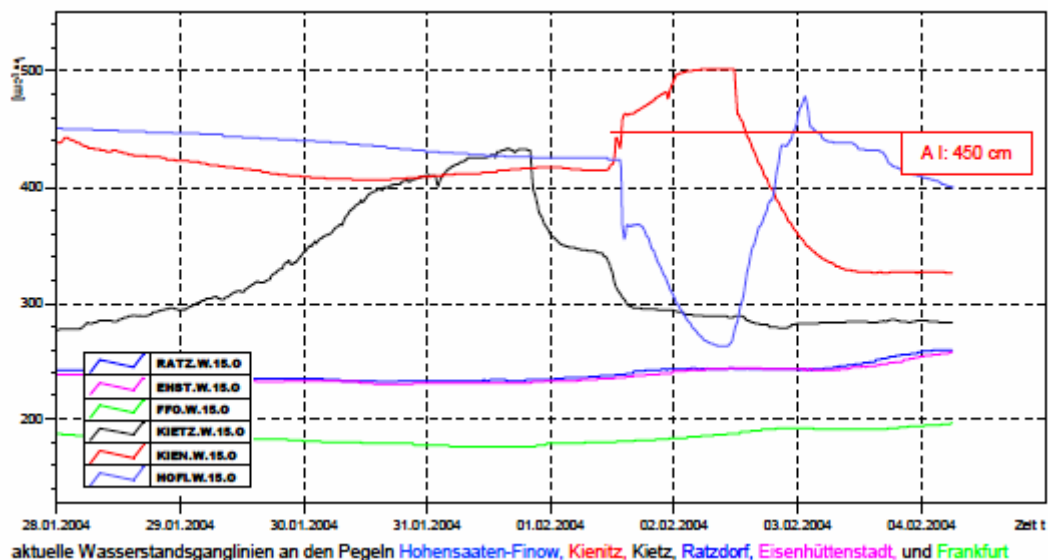


Abb. 4.55 Wasserstandsganglinien der Oderpegel Hohensaaten-Finow, Kienitz, Kietz, Ratzdorf, Eisenhüttenstadt und Frankfurt (Pressemitteilung des WSA EBERSWALDE vom 4.2.2004)

Nachdem durch Eisbrecher die dortigen Eisversetzungen beseitigt wurden, sank der Wasserstand am Pegel Kienitz um 1,80 m. Dadurch wurde eine Hochwasserwelle ausgelöst. Der Scheitel passierte in der Nacht vom 2. zum 3.2.2004 den Pegel Hohensaaten-Finow und am Mittag des 3.2.2004 den Pegel Stützkow. Auch hier wurde kurz die Hochwassermeldemarke A I überschritten (siehe Abb. 4.56).

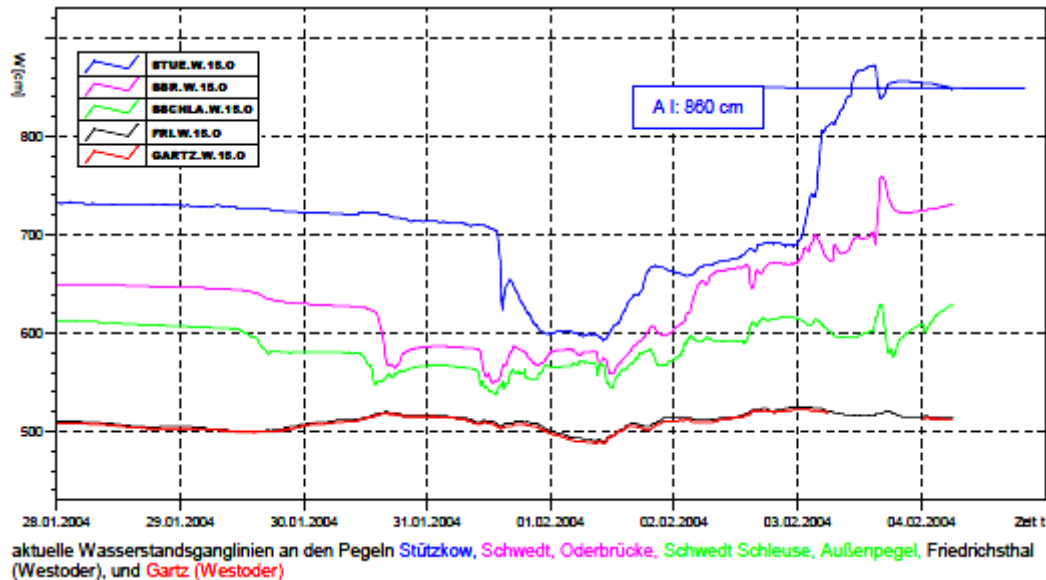


Abb. 4.56 Wasserstandsganglinien der Oderpegel Stützow, Schwedt-Oderbrücke, Schwedt-Schleuse (Außenpegel) und Friedrichsthal (Pressemitteilung des WSA EBERSWALDE vom 4.2.2004)

In diesem Falle richtete die Hochwasserwelle keinen Schaden an. Da aber bei dieser Hochwasserwelle auch Eis mit abschwimmt, könnte bei höheren Anfangswasserständen eine solche Hochwasserwelle zum Überströmen von Deichen führen.

Neben der Hochwasserwelle stellt auch der durch den Eisaufbruch plötzlich fallende Wasserspiegel für die Deiche eine Gefahr dar. Darauf wird näher in Kapitel 5.2.4.2 eingegangen.

Wenn aber der Eisaufbruch bei allmählichem Temperaturanstieg und ohne heftigen warmen Regen nicht allzu plötzlich eintritt, pflegt auch der Eisgang keine besonders gefährlichen Formen anzunehmen. Die Eisdecke, die meist schon durch das Tauwetter mürbe geworden ist, wird bei Erhöhung des Wasserspiegels angehoben, zerbricht in großen Tafeln und löst sich von den Ufern, dem Eisstand oder der Eisversetzung und treibt ab. Trifft sie dabei auf keine weiteren Hindernisse, so kann sie abfließen und durch höhere Temperaturen sich allmählich auflösen.

Ähnlich dem Eisgang ist der bereits erwähnte Eisstoß. Dieser entsteht, wenn nach einer längeren Kälteperiode, in der die Gewässer dicht gefroren sind, eine schnelle Erwärmung eintritt. Dann brechen die Platten an der Oberfläche. Wenn keine Hindernisse im Fluss sind, können diese Platten abschwimmen. Stoßen sie aber auf eine gefrorene Eisdecke, so stauen sich die Eisplatten zurück, verengen den Querschnitt des Flusses, und es kann zu einem Eishochwasser kommen.

4.3.5.2 Einengung des Abflussquerschnittes

Nachdem im vorherigen Kapitel der Wasseranstieg infolge von Eisversetzungen behandelt wurde, soll in diesem Kapitel die damit verbundene Einengung des Abflussquerschnittes behandelt werden.

MAAß (1877) veröffentlichte bereits damals eine aus Erfahrungen und Beobachtungen angefertigte Skizze der Pegel in Barby und Magdeburg (beide an der Elbe). Er schreibt in seine Skizze: „Curve der Wasserstands Höhen beim Mittleren Grundeistreiben, Eisstande, Schollen Eisgange und des nachfolgenden Wasserwachses der Elbe mit Bezug auf den Pegel an Barby“

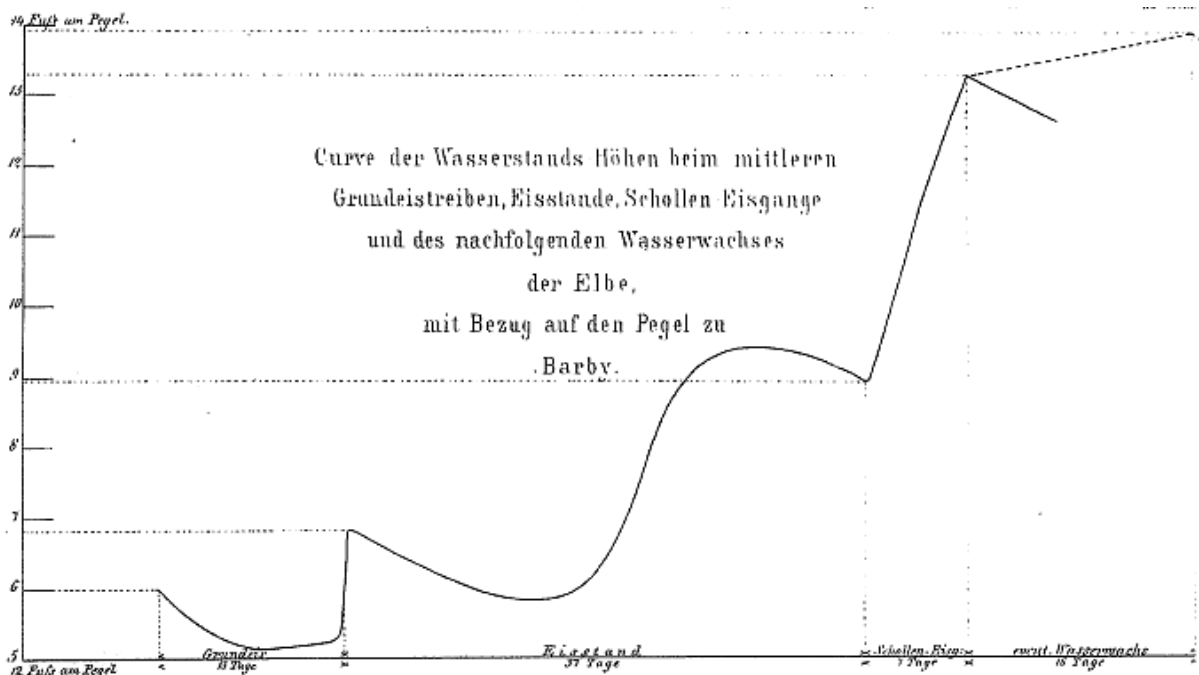


Abb. 4.57 Wasserstandsganglinien des Pegels Barby durch Eisstand (MAAß, 1877)

Auf der Abb. 4.57 sind auf der Ordinate die Höhe des Wasserstandes in Fuß und auf der Abszisse die Eisbedingungen wie Grundeis und Eisstand angegeben. Daraus geht hervor, dass der Wasserstand zunächst gleich bleibt. Danach geht er durch eine dreizehntägige Grundeisbildung leicht zurück. Dann setzt der Eisstand ein, der insgesamt 37 Tage dauert. In dessen Verlauf sinkt der Wasserstand in einer Kurve leicht ab, um dann durch eine Eisbarriere wieder anzusteigen. Danach folgte ein starker Wasseranstieg, hier mit Schollen-Eisgang und „Wasserwachs“ (Wasseranstieg) bezeichnet, bevor durch Eisabgang teilweise das Wasser wieder fällt. Er stellte damals fest, das Hochwasser nicht immer erst nach dem Eisgang kommt, vielmehr liegt der Culminationspunkt des ersten Hochwassers nach dem Eisstand meistens in der Zeit des Schollen-Eisganges. Dazu wertete MAAß (1877) seit 1830 insgesamt 46 Hochwasser aus.

Diese Angaben werden durch folgende Wasserstandsganglinien aus dem Winter 1978/79 bestätigt.

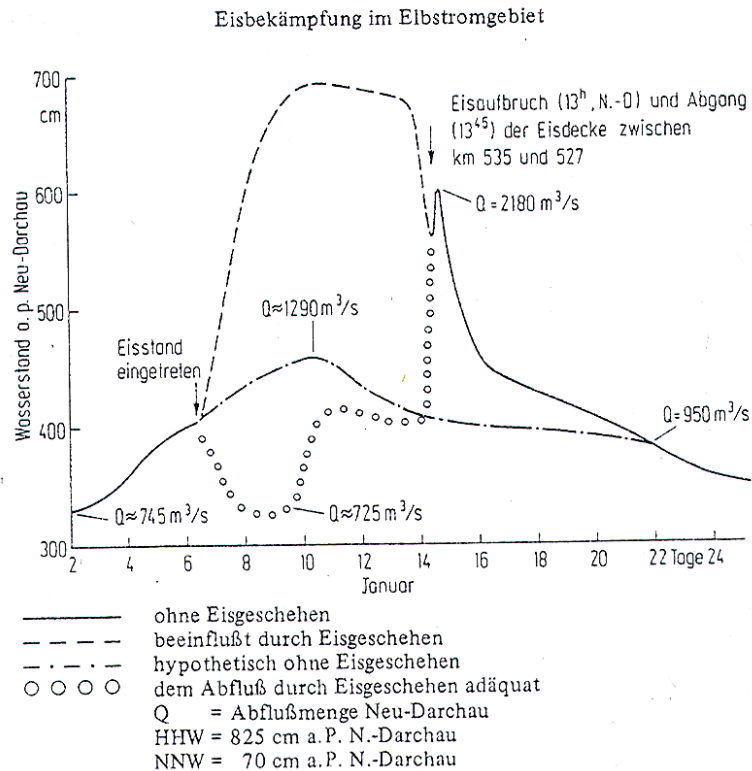


Abb. 23. Wasserstandsganglinien am Pegel N-Darchau, Elbe-km 536,4, als Folge einer Eisversetzung, 1978/79

Abb. 4.58 Wasserstandsganglinien am Pegel Neu-Darchau/Elbe als Folge einer Eisversetzung 1978/79, Strom-km 536,4 (THIEMANN, 2003)

Aus der Abb. 4.58 lässt sich deutlich erkennen, dass infolge der Eisversetzung der Wasserstand am Pegel stark bis auf fast 700 cm anstieg. Gleichzeitig sank der Abfluss durch den infolge Eisversetzung stark eingeeengten Querschnitt des Flusses. Infolge Eisaufbruches konnte dann am 14.1.1979 der Wasserstand stark sinken und der Abfluss „schoss“ gleichzeitig in die Höhe und zwar soweit wie ein für den Wasserstand adäquater Abfluss erreicht war. Danach konnte der Wasserstand und Abfluss wieder sinken. In diesem Beispiel ist durch die Eisversetzung die Wasserstands-Abfluss-Beziehung (W/Q) gestört.

Grundsätzlich kann einem bestimmten Wasserstand auch ein bestimmter Abfluss zugeordnet werden. Bei gleichen Abflüssen können sich aber durchaus unterschiedliche Wasserstände ergeben.

Nach MANIAK (2005) steigt infolge der Abriegelung der Wasserstand oberhalb der Versetzung rasch an. Die Abflüsse bei Eisstand Q_E gehen im Vergleich zum ungehemmten Abfluss Q auf $Q_E = MQ$ zurück. Die Werte liegen bei der Elbe zwischen 0,59 und 0,88. Das bedeutet,

dass nur noch zwischen 59 und 88 % des Wassers abflusswirksam wird. MANIAK (2005) dürfte sich hier auf eine Abflussformel von KOLUPAILA (1928) beziehen

$$Q_E = K \cdot Q \quad (4.14)$$

mit:

Q_E = Abfluss bei Eisstand,

K = Abminderungsfaktor,

Q = Abfluss entsprechend der Abflusskurve (eisfrei).

Er untersuchte laut GARBRECHT (1982) zwischen 1876 und 1890 insgesamt 14 Abflüsse bei Eisstand gegenüber einem eisfreien Abfluss und kam genau auf die Werte zwischen 59 und 88 %.

In der o.a. Abbildung vom Pegel Neu-Darchau beträgt dieser Wert sogar 0,56.

Folgendes Beispiel aus Abb. 4.59 soll diese These noch unterstützen.

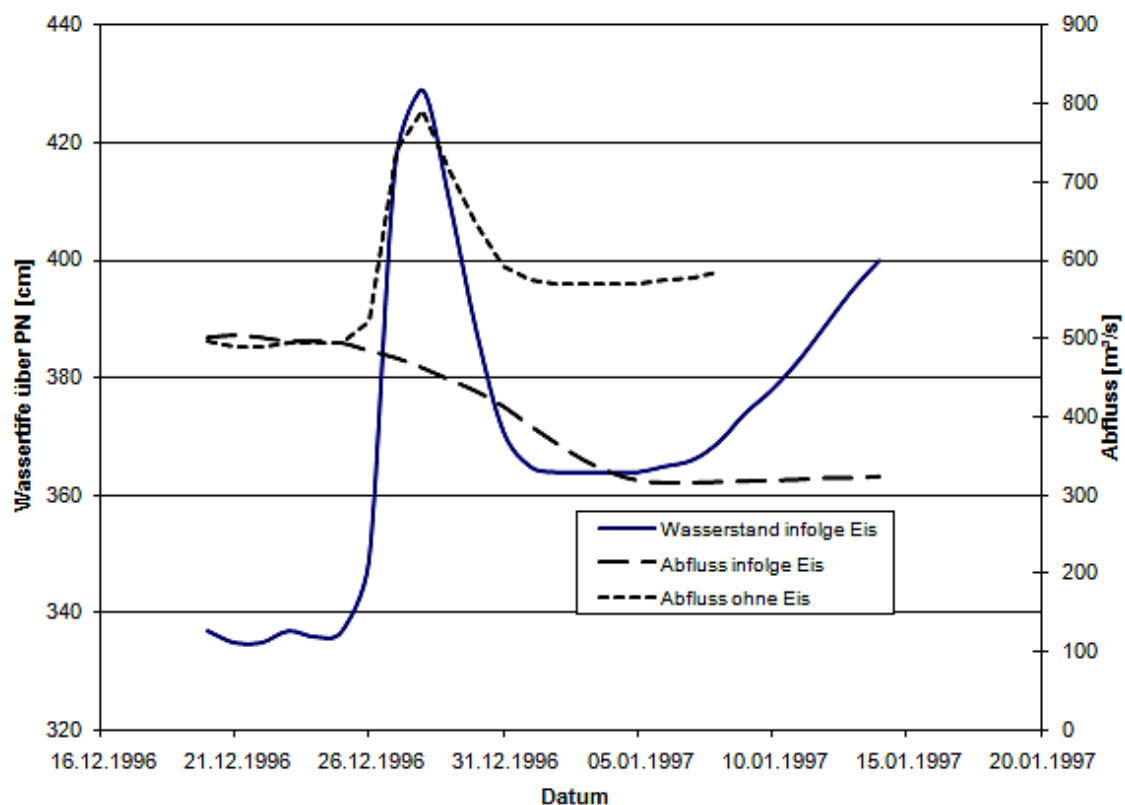


Abb. 4.59 Wasserstand und Abfluss an der Oder im Winter 1996/97, Pegel Hohensaaten (eigene Skizze)

In der Skizze wurden Daten aus dem DGJ (1997a) verwendet. Daraus geht hervor, dass der Abfluss am Pegel Hohensaaten vom 20.12.1996 von 502 m³/s bis zum 28.12.1996 auf

433 m³/s zurück geht. In diesem Zeitpunkt steigt der Wasserstand aber von 335 cm auf 429 cm. Am 3.5.1996 herrschte ein nicht durch Eis beeinflusster Wasserstand von ebenfalls 429 cm. Der Abfluss am 3.5.1996 betrug aber 791 m³/s. Obwohl der Wasserstand jeweils 429 cm betrug, ging infolge der Eisbeeinflussung der Abfluss auf 433 m³/s zurück. Hier geht der Abfluss bei Eisstand gegenüber dem ungehemmten Abfluss auf 0,54 zurück, d.h. nur 54 % des Abflusses können durch den eingengten Abflussquerschnitt fließen.

LEOPOLD & RÜDIGER (1965) untersuchte den Pegel Naumburg an der Saale, einem Nebenfluss der Elbe, im Winterhalbjahr 1962/63, einem sogenannten Eiswinter. Hier ging der Koeffizient,

$$K = \frac{Q_E}{Q} \quad (4.15)$$

also das Verhältnis zwischen dem Abfluss mit Eisbeeinflussung gegenüber dem Abfluss ohne Eisbeeinflussung, sogar bis auf 0,38 zurück. Er fiel sogar innerhalb von 3 Tagen von 1 auf 0,38. Während des Eisstandes steigt der Koeffizient wieder leicht an, bis er nach dem Eisaufbruch wieder 1 erreicht. Bei seinen Untersuchungen kamen für die Elbe bei Barby Koeffizienten zwischen 0,37 und 0,58 heraus, für die Oder bei Hohensaaten teilweise sogar 0,31. Das heißt, dass nur noch ca. 1/3 der üblichen Wassermenge die Eisversetzung passieren konnte. LEOPOLD & RÜDIGER (1965) stellten ebenfalls fest, dass dieser Koeffizient kein beständiger Wert ist. Er ändert sich sogar für dieselbe Messstelle, abhängig von der Tiefe des Gewässers, der Dicke und der Rauheit des Eises, dem Vorhandensein von Grundeis, dem Staugefälle und den Veränderungen der Sohle des Querschnitts.

CARSTENSEN (2008) errechnete die Abflussminderung infolge einer bestehenden Eisdecke und Grundeisbildung nach der Formel von Manning-Strickler auf 37 %, d.h. der Koeffizient zwischen einem eisfreien und einem durch Eis beeinflussten Abfluss beträgt 0,63.

In der Tab. 4.22 sind die Hochwasserstände der Elbe im Winter 1986/87 für einige ausgewählte Pegel aufgeführt.

Tab. 4.22 Pegelstände der Elbe beim Hochwasser 1986/87 (IKSE, 2005)

Pegel/ Wasserlauf	Hochwasserwelle Januar 1987		Eishochwasser Januar 1987		Hochwasserwelle Februar 1987		Hochwasserwelle März/April 1987	
	W [cm] Datum	Q [m³/s] Datum	W [cm] Datum	Q [m³/s] Datum	W [cm] Datum	Q [m³/s] Datum	W [cm] Datum	Q [m³/s] Datum
Ústí n. L./Elbe	665 04.01.87	1 716 04.01.87	—	—	546 17.02.87	1 171 17.02.87	660 30.03.87	1 750 30.03.87
Dresden/Elbe	583 05.01.87	1 760 05.01.87	—	—	489 17.02.87	1 270 17.02.87	587 31.03.87	1 790 31.03.87
Barby/Elbe	588 05.01.87	2 630 05.01.87	—	—	533 14.02.87	1 830 14.02.87	592 02.04.87	2 706 02.04.87
Wittenberge/Elbe	620 09.01.87	2 740 09.01.87	613 29.01.87	1 254 29.01.87	543 17.02.87	2 059 17.02.87	615 16.04.87	2 697 16.04.87
Neu Darchau/Elbe	647 10.01.87	2 630 10.01.87	688 16.01.87	917 16.01.87	586 19.02.87	2 030 19.02.87	633 17.04.87	2 610 17.04.87
Boizenburg/Elbe	545 10.01.87	—	570 16.01.87	—	486 19.02.87	—	549 18.04.87	—

Sie zeigen, dass beim Winterhochwasser 1986/87 mehrere Hochwasserwellen die Elbe abwärts liefen. Eine davon war im Januar 1987 eine Eishochwasserwelle. Aus der Gegenüberstellung am Pegel Wittenberge vom 9.1.1987 und vom 29.1.1987 geht bei etwa gleich hohem Wasserstand hervor, dass am 29.1.1987 nur 1254 m³/s die Elbe herunter flossen, gegenüber 2740 m³/s am 9.1.1987. Das entspricht einem Abflusskoeffizienten von 0,45. Beim Pegel Neu-Darchau betrug der Abflusskoeffizient bei leicht erhöhtem Wasserstand am 10.1.1987 von 647 cm zu 688 cm am 16.1.1987 nur 0,34. Aus der Tab. 4.24 dürfte somit ein Vergleich der Wasserstands-/Abflussbeziehung mit und ohne Eisbeeinflussung erbracht worden sein.

NEEMANN (1991) führt im Winter 1990/91 Strömungsmessungen am Pegel Neu-Darchau unter Eis durch und wertete diese aus. Es sollte festgestellt werden wie viel Wasser durch den verkleinerten Abflussquerschnitt fließt.

Tab. 4.23 zeigt die Abflusssituation am Pegel Neu-Darchau:

Tab. 4.23 Wasserstands-/Abflussbeziehungen am Pegel Neu-Darchau während der Eissituation im Winter 1990/91 (NEEMANN, 1991)

Neu Darchau		
Wasserstand [cm]	Abfluß nach Tafel [m³/s]	Gleichung *) Abfluß unter Eis
255	523	
249	508	
241	488	
231	464	
224	448	
220	439	
211	418	
205	406	
202	399	
204 T ¹	403	353
301 T ¹	654	307
360 E ₂	865	260
366 E ₂	889	268
384 E ₂	963	293
390 E ₂	989	303
390 E ₂	989	305
385 E ₂	968	300
394 E ₂	1.007	314
253 R ₃	838	377
315 R ³	700	400
253 R ³	838	377
215	430	428
206	408	
208	412	
214	425	

*) $Q_E = Q \cdot k$ $k = 0,298 + 0,002 T$ $T = \text{Anzahl der Tage seit Eisstand}$

Aufgrund seiner Messungen fand NEEMANN (1991) folgende Größe für $k = 0,298 + 0,002 T$.

Als Beispiel dient der 17.2.1991. Aufgrund des Wasserstandes von 385 cm ergibt sich nach der Wasserstands-Abfluss-Beziehung für ungehemmten Abfluss ein Abfluss von 968 m³/s. Nach der Gleichung 4.15 und der in der Tabelle 4.23 angegebenen Formel für k ergibt sich ein Abfluss von 300 m³/s.

$$Q_E = 968 \cdot (0,298 + 0,002 T)$$

Bei 6 Tagen seit Eisstand:

$$Q_E = 968 \cdot (0,298 + 0,012)$$

$$Q_E = 300 \text{ m}^3/\text{s}$$

In diesem Beispiel beträgt der Koeffizient des Durchflusses ca. 0,31.

Die obigen Ergebnisse sind allerdings nicht eindeutig. Nach GARBRECHT (1982) könnte das darauf zurückzuführen sein, dass nicht immer genau zwischen Eisstand und Eisversetzung unterschieden wurde. Eine Analyse des genau dokumentierten Eishochwassers von 1979 (Ganglinien der Pegel Schnackenburg, Neu-Darchau und der Eisstandsgrenze) führte zu dem Schluss, dass der Koeffizient $\frac{Q_E}{Q}$ für eine Eisversetzung ca. 0,3 beträgt und der bei

Eisständen ca. 0,7. Das wurde ihm auch von Mitarbeitern des WSA LAUENBURG und des Wasserwirtschaftsamtes Lüneburg bestätigt.

Nach Strombaudirektor ZANDER (1927) erschweren Eisversetzungen den Abfluss oder verhindern ihn gar, wenn sie das Flussbett bis auf die Sohle ausfüllen, also einen sogenannten „Eisschutz“ bilden. Ein solcher Eisschutz soll im Winter 1923/24 unterhalb von Magdeburg bei Hohenwarthe zu einer Überschwemmung der rechtselbischen Stadtteile Magdeburgs geführt haben. Möglicherweise handelte es sich hier um eine sehr starke Eisversetzung, wie sie bereits beschrieben wurde.

Alle bisher angeführten Beispiele zeigten, dass feststeht, dass sich der Abflussquerschnitt infolge einer Eisversetzung einengt. Der Koeffizient der Einengung schwankt aber stark und zwar zwischen 0,3 und 0,88. Im ungünstigsten Fall kann durch die Eisversetzung nur noch 30 % des eigentlichen Abflusses abfließen. Die Folge sind starke Wasseranstiege oberhalb der Eisversetzung. GARBRECHT (1982) kam dabei an der Elbe bei Damnitz mit dem Wert $K = 0,3$ zu Aufstauungen bei Eisversetzungen von deutlich über 2,0 m.

Es kann aber nie genau gesagt werden, wo, wann und in welcher Höhe ein Wasseranstieg durch eine Eisversetzung erfolgt, da die Einengung des Abflussquerschnittes nie im Voraus berechnet werden kann. Erst anhand von Messungen könnte annähernd die Einengung des Abflussquerschnittes festgestellt werden. Die durchgeführten Messungen wurden laut Tabelle am Pegel Neu-Darchau durchgeführt. An einem anderen Pegel oder einem anderen Fluss mit einer anderen Morphologie, anderen Wasserständen und Abflüssen kann diese Einengung des Abflussquerschnittes aber ganz anders ausfallen.

Eine weitere Unsicherheit konnte LEOPOLD & RÜDIGER (1965) ermitteln. Grundsätzlich ist der Durchflusskoeffizient an einem Pegel vor einer Eisversetzung 1 und erreicht diesen Wert nach Eisaufbruch wieder, da das Wasser dann wieder frei abfließen kann. Im Abflussjahr 1955 trat während der zweiten Eisperiode (Februar bis März) Eisstand nur am Pegel Küstrin-Kietz an der Oder auf. Die Beeinflussung der Durchflussganglinie an diesem Pegel begann aber bereits 2 Tage vor dem Eisstand und hielt bis 7 Tage nach Eisaufbruch an. Ursache hierfür waren Rückstauerscheinungen aus der unterhalb gelegenen Strecke.

Eine weitere Besonderheit wurde bei den Auswertungen festgestellt. Es ist eine Tendenz zu sehen, dass einem höheren Wasserstand bei einer Eisversetzung ein geringerer Durchflusskoeffizient (K-Wert) entspricht. LEOPOLD & RÜDIGER (1965) zeigen diesen Zusammenhang in einer Skizze auf (siehe Abb. 4.60).

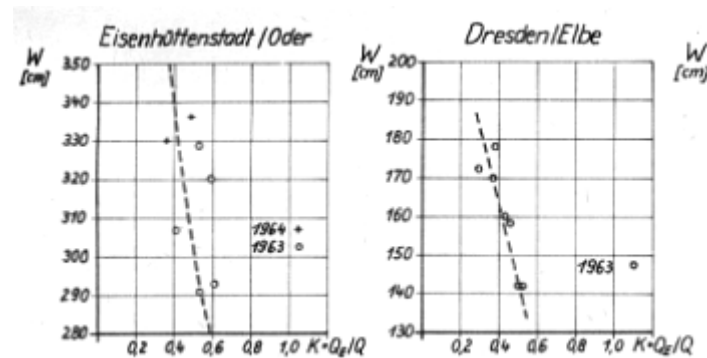


Abb. 4.60 Durchflusskoeffizient bei Eisversetzung in Abhängigkeit vom Wasserstand (LEOPOLD & RÜDIGER, 1965)

Wie das Beispiel verdeutlicht, darf nicht nur die eigentliche Eisversetzung betrachtet werden, sondern der Gesamtzusammenhang von Abfluss und Wasserstand und das in Verbindung mehrerer Pegel.

In dem Pegelbereich Küstrin-Kietz kann sich ebenfalls noch der Zufluss der Warthe bemerkbar machen, der bei normalem Abfluss fast die Höhe des Oderabflusses erreicht. Ein erhöhter Abfluss aus der Warthe kann durch Rückstau zu einem erheblichen Wasseranstieg bis weit oberhalb der Warthemündung führen, mit den daraus resultierenden Problemen bei einer Eisversetzung mit Einengung des Abflussquerschnittes.

Die vorigen Ausführungen zeigten auf, dass durch eine Einengung des Abflussquerschnittes die Wasserstände ansteigen und es deshalb zu einem Hochwasser kommen kann. Bei bereits höheren Wasserständen, wie sie aus Tab. 4.22 (Pegelstände der Elbe beim Hochwasser 1986/87) hervorgehen, dürfte dieses unzweifelhaft sein. Unter Niedrigwasserbedingungen dagegen stuft WIESE (2003) wiederum die Entstehung eines Eishochwassers durch Plombierung des Abflussquerschnitts mit Treibeis als eher unwahrscheinlich ein, da die Vorländer in vollem Umfang für den Wasserabfluss zur Verfügung stehen. Er bezieht seine Aussage dabei auf die Elbe.

SPIEGELBERG (2001) skizzierte in seiner Abhandlung wie es zu einer Einengung des Abflussquerschnittes durch Eisschollen kommen kann, die sich über- oder untereinander schieben. In Abb. 4.61 schieben sich die ersten ankommenden Eisschollen an der Eisbarriere mit der „Bugseite“ über die dortige Eisbarriere und stellt sich dabei schräg auf. Die nachfolgenden Eisschollen schieben sich ebenfalls auf die hochstehenden Eisschollen. Da die Eisschollen teilweise einen Durchmesser von mehreren Metern haben, können infolgedessen auch starke Eisbarrieren entstehen.



Abb. 4.61 Eisschollen schieben sich auf eine Eisdecke (SPIEGELBERG, 2001)

Die zweite Möglichkeit, eine starke Eisbarriere zu bilden, besteht darin, dass sich Eisschollen unter die bereits bestehende Eisdecke schieben (siehe Abb. 4.62).



Abb. 4.62 Eisschollen schieben sich unter die Eisdecke (SPIEGELBERG, 2001)

CARSTENSEN (2008) ging auf Lösungsansätze von ASHTON (1986) ein, welche berechnen, wie sich Eisschollen beim Auftreffen auf einen Eisstand verhalten und beschrieb detailliert die Voraussetzungen fürs Untertauchen unter eine Eisdecke, bzw. für das Aufgleiten auf die Eisdecke.

Nach KALYTTA (2005) ist das ursprünglich offene Gewässer durch den Vorgang der zusammen geschobenen und zusammen gefrorenen Eisschollen „gedeckelt“. Der verringerte hydraulische Radius verlangsamt die Abflussgeschwindigkeit. In der Phase des Eisstaus kommt es oberhalb eines Eisstandes zum Anstieg der Wasserstände bei weiterhin herantreibenden und sich zusammenschiebenden Eismassen. Sobald ein Fluss zugefroren ist, folgt er nicht mehr den Fließgesetzen des offenen Gerinnes, sondern denen geschlossener Rohrleitungen. Wegen der Reibung an der Eisdecke ist die mittlere Fließgeschwindigkeit bei gleichem Wasserstand gegenüber dem eisfreien Zustand geringer. Durch die weiterhin ankommenden Eisschollen engt sich der Abflussquerschnitt weiter ein. Im Fluss kommt aber weiterhin Wasser (Abfluss) an dieser Engstelle an. Es kann zu einem Eishochwasser kommen (IKSE, 2005).

Bei dieser Einengung des Abflussquerschnittes durch sich verkeilende Eisschollen spricht STRAUCH (1954) auch von einem „Eiswall“. Dieser sperrt den Stromlauf ab und lässt das

Wasser ansteigen. Als Ursache nennt er den Eisgang, der meist im Frühjahr einsetzt. Er bezeichnet den Eisgang als massenhaftes Abschwimmen von Eis, welches vorher in Ruhe war. Trifft dieser Eisabgang auf noch bestehende Eisbarrieren, so kann es erneut zu einem raschen Wasseranstieg und zu einem Eishochwasser kommen.

Eine solche Situation ereignete sich am 17.1.2003 unterhalb von Frankfurt/Oder. Dort hatte sich am 16.1.2003 eine Eisversetzung innerhalb weniger Stunden gebildet. Dabei lag der Wasserstand mit 523 cm nur 7 cm unter der Alarmstufe III (Wachdienst). Unter dem enormen Druck des aufgestauten Wassers löste sich die Eisversetzung auf, und ein rund 23 km langes Eisfeld trieb stromab. Die Eisstandsgrenze verlagerte sich daraufhin stromab bis nach Lebus und bildete eine neue Eisversetzung. In diesem Stromabschnitt sind in der Oder mehrere Untiefen. Begünstigt durch die niedrigen Wassertemperaturen von 0,0 °C und eine größere Anzahl von Sandbänken, besteht hier die Gefahr, dass die Oder bei Auftreten von Eisversetzungen bis auf den Grund zufriert und das Wasser überwiegend über die Vorländer abfließen muss (WSA EBERSWALDE, 2006). Hier besteht dann nicht nur die Gefahr eines Eishochwassers, sondern das ankommende Treibeis und die Eisfelder können sich bis an und auf die Deiche schieben und diese beschädigen.

4.3.5.3 Berechnung des Abflusses unter einer Eisdecke

Nachdem im vorigen Kapitel die Eisdickenmessung mit der Einengung des Abflussquerschnittes behandelt wurde, schließt sich folgerichtig die Berechnung des Abflusses unter Eis an, denn von der Stärke der Eisdecke, der Stärke des möglichen Grundeises und den entsprechenden Rauigkeitsbeiwerten hängt auch die Höhe des Abflusses unter Eis ab.

Am 4.2.1987 führte die Oberflussmeisterei Frankfurt (Oder) nicht nur Eisdickenmessungen durch, sondern ermittelte auch den Abfluss unter der Eisdecke (siehe Abb. 4.20). Es ist deutlich der dicke Eisbrei am linken Oderufer bei Hohenwutzen zu sehen. Es handelt sich hier um einen Prallhang, d.h. der Stromstrich, und somit die größte Geschwindigkeit, befindet sich am linken Ufer. Das sich lösende Grundeis, und der angeschwommene Eisbrei heftet sich unter der bestehenden Eisdecke fest und verengt den Abflussquerschnitt. Nach CARSTENSEN (2008) kann sich dieser Eisbrei an der Unterseite durch Erosion infolge der Überschreitung der kritischen Geschwindigkeit (0,5...1,0 m/s) auch wieder verringern. Auf die Berechnung der Verringerung des Abflussquerschnitts wurde bereits näher in Kapitel 4.3.4.2.8 eingegangen.

Die Abb. 4.63 zeigt den Zusammenhang zwischen einer sich gerade gebildeten Eisdecke an einem Fluss, dem darunter festgesetzten Eisbrei und dem Abfluss unter der Eisdecke.

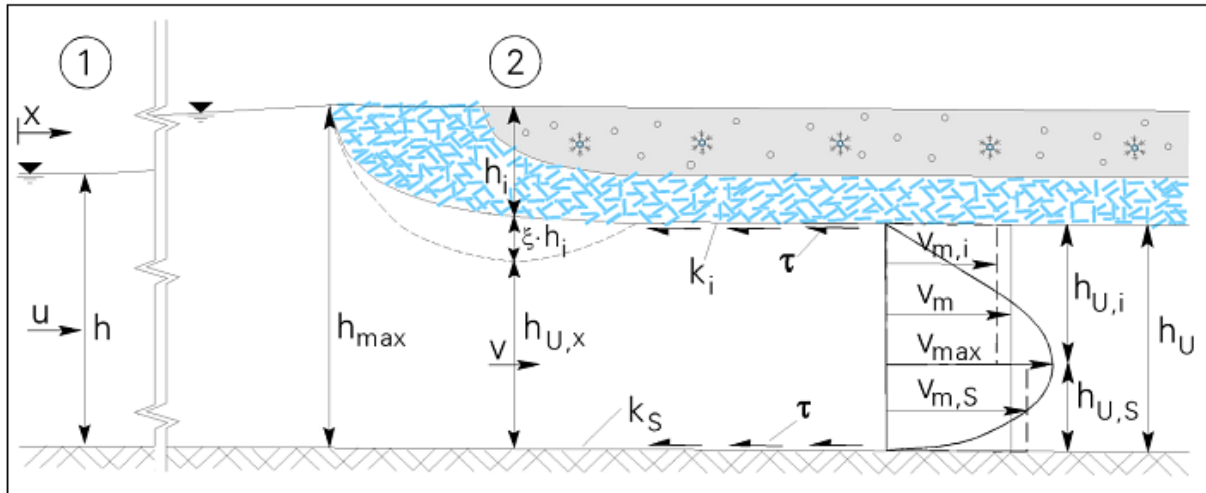


Abb. 4.63 Hydraulische und geometrische Beziehungen unter einer Eisdecke (CARSTENSEN, 2008)

CARSTENSEN (2008) formulierte die Bernoulli-Gleichung für den Bereich 1 und 2 (Kreis) wie folgt:

$$h = \frac{u^2}{2 \cdot g} = h_{U,\xi} + \frac{v^2}{2 \cdot g} + e_i + h_i + \xi \cdot h_i + \frac{(1 - e_i) \cdot \rho_i \cdot h_i}{\rho_{H_2O}} \quad (4.16)$$

Der spezifische Abfluss lautet dann:

$$q = h \cdot u = v_m \cdot h_U \quad (4.17)$$

mit:

Q	= Abfluss	(m ³ /s),
q	= spezifischer Abfluss	(m ³ /(s · m)),
h	= Fließtiefe, mittlere Gewässertiefe	(m),
u	= mittlere Strömungsgeschwindigkeit	(m/s),
v_m	= mittlere Geschwindigkeit gesamter Bereich	(m/s),
h_U	= Wassertiefe unter einer Eisschicht	(m).

Aus der Abb. 4.63 ist ersichtlich, dass sich die maximale Strömungsgeschwindigkeit nicht wie in einem Fluss ohne Eisbildung an der Wasseroberfläche befindet, sondern im Bereich zwischen 1/3 bis 1/2 zwischen der Eisdecke mit dem anhaftenden Eisbrei und der Flusssohle. CARSTENSEN (2008) beschreibt hier ebenfalls sehr detailliert den genauen Abflussprozess einschließlich der Rauigkeiten infolge der Eisdecke und des Grundeises, auf die hier nicht näher eingegangen wird. Es soll nur erwähnt werden, dass sich der Abflussprozess

unter einer bestehenden Eisdecke verändert. Hier wird durch die bestehende Eisdecke an der Gewässeroberfläche und die Grundeisbildung die benetzte Fläche des Flusses vergrößert. Sowohl unter der bestehenden Eisdecke, als auch auf der Gewässersohle mit Grundeis bestehen Rauigkeiten, die den Abfluss behindern und verringern. Mit zunehmender Strömungsgeschwindigkeit und zunehmender Wassertiefe nimmt die Rauigkeit ab. Die maximale Strömungsgeschwindigkeit befindet sich jetzt in der Mitte zwischen der Eisdecke und der Gewässersohle mit Grundeis. CARSTENSEN (2008) stellte fest, dass die Abflussminderung infolge einer Eisdecke auf einem breiten Fluss mit Hilfe der Formel von Manning-Strickler für ein offenes Gerinne ($r_{hy} \approx h$) im Vergleich zu einem mit einer Eisdecke zugefrorenem Gerinne ($r_{hy} = 0,5 \cdot h$) unter der Voraussetzung $k_{St,i} = k_{St,s} = k_{St,k}$ berechnet wird:

$$Q = k_{St,ges} \cdot A \cdot r_{hy}^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (4.18)$$

mit:

Q	= Abfluss	(m ³ /s),
$k_{St,ges}$	= Manning-Strickler-Beiwert für den gesamten Querschnitt	(m ^{1/3} /s),
A	= Fließfläche	(m ²),
r_{hy}	= hydraulischer Radius	(m),
I	= Sohlgefälle (Energienliniengefälle = Wasserspiegelgefälle = Sohlgefälle)	(m/m).

Wird für h jeweils der gleiche Wert verwendet, kann eine Abflussminderung von rund 37 % bestimmt werden.

4.3.5.4 Eisgang

An dieser Stelle soll zunächst auf eine historische Veröffentlichung hingewiesen werden, die sich mit dem Eisgang beschäftigte. Bereits 1877 wurde in der Zeitschrift für Bauwesen von MAAß (1877) ein Artikel über den Eisgang auf der Elbe veröffentlicht. Schon damals erkannte man die Gefahr, die von dem Eis ausging. Maaß schrieb folgendes: „*Gefährdend ist dagegen das Abgehen einer festen Eisdecke (Eisstand), das ist der eigentliche Eisgang, und zwar wegen der großen, festen, scharfkantigen und dicht gedrängt gehenden Eisschollen*“.

Ein solcher Eisgang kann beispielsweise in Verbindung mit Tauwetter und mit starken Niederschlägen im Oberlauf eines Flusses beginnen, während im Unterlauf noch Eisstand herrscht. Solche durch plötzliche Stromanschwellung hervorgerufenen Eisversetzungen wirken sich dann wegen ihres Zusammentreffens mit Hochwasser besonders katastrophal aus (STRAUCH, 1954). KALYTTA (2005) bezeichnete dieses Szenario als „Worst Case“ und

beschrieb es wie folgt: *„Erreicht eine durch Regenfälle und Schneeschmelze verursachte Hochwasserwelle eine noch stehende feste Eisdecke oder Eisversetzung, erhöht sich die Gefahr weiterer Versetzungen durch die unkontrollierte Abfuhr erheblicher Eismassen. Hier kann es dann durch die Flutwelle zu Deichbrüchen oder Deichüberspülungen kommen“.*

JUNGFER (2003) beschrieb dieses als Megakatastrophe und bezieht sein Beispiel auf die Oder. Sie ist denkbar, wenn

- in Folge einer längeren Frostperiode die untere Oder vollständig zugefroren ist und sich der Eisstand auf niedrigem Niveau befindet,
- im Laufe des Winters sich sowohl im polnischen und tschechischen Mittelgebirgsraum als auch im nördliche davon gelegenen Tiefland hohe Schneerücklagen angesammelt haben,
- im Rahmen eines Warmluftvorstoßes aus dem Mittelmeerraum Niederschläge verbunden mit Tauwetter bis in die Gipfellagen der Mittelgebirge auftreten und diese Niederschläge nicht nur am Tage fallen, sondern sich auch in der Nacht fortsetzen.

In dieser bisher nach JUNGFER (2003) nur imaginären Situation nimmt die Schneedecke zunächst einmal den Niederschlag auf. Deshalb fällt die Abflusserhöhung vorerst nur gering aus. Allerdings nur so lange, bis die Schneedecke vollends gesättigt ist und dann in relativ kurzer Zeit komplett abtaut.

Wenn zu diesem Zeitpunkt der Frost im unteren Odertal noch so stark ist, dass kein Aufbruch mit Eisbrechern von der Mündung der Oder her möglich ist, wird die Eisdecke von der Flutwelle angehoben, zerbricht und wird wieder zusammengeschoben. Eisgang kann noch nicht einsetzen. Es bilden sich Eisbarrieren, Eisversetzungen und Packeis an verschiedenen Stellen des Flusses. Diese lösen sich teilweise, um kurze Zeit später wieder an einer anderen Stelle erneut und in größerem Umfang zu entstehen. Die Wassermassen können nur zum Teil abfließen, der Wasserstand steigt, bis die ersten Schollen über die Deiche geschoben werden.

Bei derartig mächtigem Packeis oder Eisversetzungen sind selbst Eisbrecher in der Regel machtlos, so dass es in diesem Fall keine Möglichkeit gäbe, sich gegen eine Katastrophe zu wehren. Wo dann letztendlich ein Deich bräche, wäre nur eine Frage lokaler Konstellationen.

Eine ganz andere Art von Eisgang geschah im Winter 2009/10 auf der Oder. Nach Auskunft des WSA EBERSWALDE hatte sich bis zum 1.2.2010 bereits eine geschlossene Eisdecke von 260 km Länge ab dem Dammschen See (Jezioro Dabie) stromauf gebildet. Ab dem 2.2.2010 begannen deutsche und polnische Eisbrecher vom Dammschen See (Jezioro Dabie) her das Eis aufzubrechen, damit es abschwimmen konnte. Die Eisbrecher waren bereits knapp 4 Wochen unterwegs und befanden sich im Bereich Frankfurt/Oder. Unterhalb von Frankfurt/Oder türmten sich in der Nacht zum 27.2.2010 die Eisschollen bis zu 4 Meter

hoch auf, was zu einem kurzfristigen Anstieg des Wasserspiegels auf 5,50 Meter führte, was aus der Abb. 4.64 zu ersehen ist:

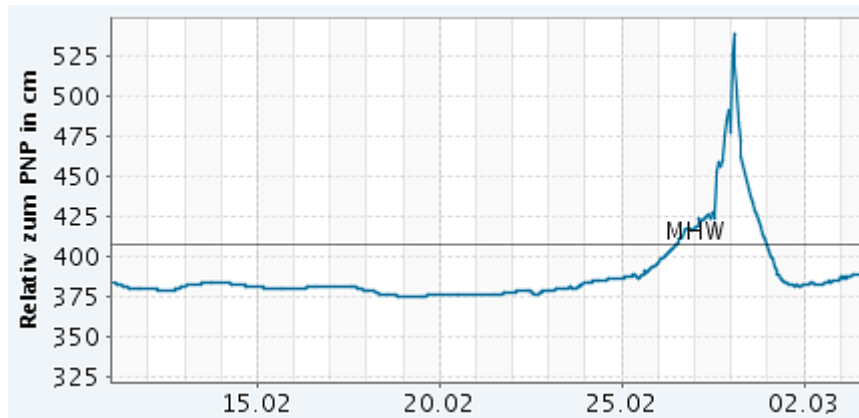


Abb. 4.64 Pegel Frankfurt/Oder im Winter 2009/10 (PEGELONLINE, 2011)

(Anm.: Ab 5,30 Meter beginnt die Hochwasseralarmstufe III bei Eis, d.h. dass grundsätzlich Vorbereitungen zur aktiven Hochwasserbekämpfung durch den zuständigen Wachdienst auf den Deichen stattfinden sollen.)

In dieser Nacht geschah dann der überraschende Eisgang. Durch Tauwetter und Schneeschmelze im polnischen Teil der Oder war der Druck auf die Eisbarrieren gestiegen. Zusätzlich fanden im Bereich von Breslau (Wroclaw) Eisaufbrucharbeiten statt. Die dort gelösten Eisschollen drückten auf die noch bestehende Eisdecke, worauf sich die Eismassen plötzlich lösten. In rasantem Tempo rauschten gigantische Eismassen – teilweise drei, vier Meter hoch – Oder abwärts und schließlich in Höhe von Küstrin (Kostrzyn) in bereits offenes Gewässer. Die Eisbrecher, die sich im Raum Küstrin (Kostrzyn) befanden, waren von der Eisaufbruchaktion bei Breslau (Wroclaw) nicht informiert worden und durch die dann zu Tal rauschenden Eismassen so überrascht, dass sie sich gerade noch in die Warthe retten konnten, um nicht von den Eismassen zu Tal gerissen zu werden.

Aus dieser Schilderung des WSA EBERSWALDE ist zu ersehen, dass bei einem Eishochwasser und einer Eisaufbruchaktion immer mit Gefahren zu rechnen ist und nie der Zeitpunkt des Eintritts der Gefahr vorherzusehen ist. Im o.a. Beispiel vom Winter 2009/10 kam es aber nicht zu möglichen Überflutungen oder Deichbrüchen, wie KALYTTA (2005) es als eine Möglichkeit bei einem „Worst case“ erwähnte.

Aus der Pegelaufzeichnung von Frankfurt/Oder ist aber auch ersichtlich, dass innerhalb kürzester Zeit (27./28.2.2010) ein starker Anstieg und anschließend ein starker und schneller Fall des Wasserspiegels festgestellt wurde, was u.a. eine besondere Belastung für die Deiche darstellt.

4.4 Eishochwasser in der Zukunft?

Im letzten Kapitel wurde ausführlich auf die Entstehung von Eishochwassern, einschließlich der klimatisch-meteorologischen Voraussetzungen, der Eisbildung und der Eisstaubildung eingegangen.

Gibt es aber in Zukunft überhaupt noch Eishochwasser angesichts der prognostizierten Klimaerwärmung?

Grundsätzlich nimmt der Anteil der bedeutendsten, die Temperatur steigernden, Klimagase in der Atmosphäre – Kohlendioxid – weltweit weiter zu. Messwerte aus verschiedenen Regionen bestätigen das übereinstimmend. Damit verstärkt sich der Treibhauseffekt der Atmosphäre weiter.

Die globale und die europäische mittlere Temperatur folgen dem Anstieg der Kohlendioxidkonzentrationen. Trendaussagen für das Land Brandenburg gehen von einem Anstieg der Temperaturen von ca. 1,4 Grad Celsius bis 2045 (RENKEN, 2008) aus. Danach sollen die Eistage im Mittel von 22,2 im Zeitraum von 1951 – 2000 auf 11,2 Eistage im Zeitraum von 2046 – 2055 zurückgehen (siehe Tab. 4.24).

Tab. 4.24 Rückgang von Eistagen (RENKEN, 2008)

Meteorologische Parameter	Mittelwerte		Veränderung	
	1951-2000	2046-2055	Größe	Trend
Lufttemperatur				
Heiße Tage, $T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$	6,9	17,3	10,4	↑↑
Sommertage, $T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$	36,5	64,9	28,4	↑↑
Frosttage, $T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$	81,8	55,2	-26,6	↓↓
Eistage, $T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$	22,2	11,2	-11	↓↓
Sonnenschein				
Tage ohne Sonnenschein	73,6	66,9	-6,7	↓
Tage mit Sonnenschein $\geq 90\%$	13,6	25,7	12,1	↑↑

In der obigen Tabelle werden die Mittelwerte angegeben. GERSTENGARBE et al. (2003) gibt für den Zeitraum von 1951 – 2000 die Zahl der Eistage im Land Brandenburg von 1 bis 75 und für den Zeitraum von 2005 bis 2046 von 0 bis 36 an.

Nach SPEKAT et al. (2007) werden die Eistage in Berlin von 18,0 Tagen pro Jahr im Zeitraum von 1981 – 1990 auf ca. 5 – 5,8 Tage zurückgehen wie aus folgender Abbildung ersichtlich ist. Die Station Berlin wurde gewählt, weil sie das Nordostdeutsche Tiefland repräsentiert.

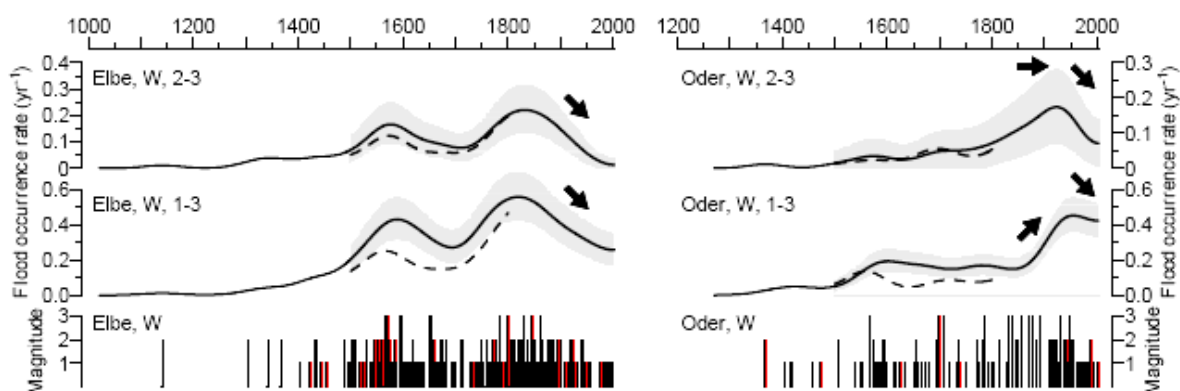
Tab. 4.25 Rückgang der Eis- und Frosttage für Berlin (SPEKAT et al., 2007)

Station	Eistage	Frosttage
Berlin-Dahlem		
1981-1990 Kon.	18,0	81,5
2091-2100 A1B	5,8	35,7
2091-2100 A2	5,5	36,4
2091-2100 B1	5,0	43,2

Auch hier bestehen keine eindeutigen Prognosen. Es ist ersichtlich, dass die Zahl der Eistage zurückgeht, es ist aber auch ersichtlich, dass es weiterhin Eistage geben kann.

Neben den Trends bei den Temperaturen soll noch kurz auf den Trend mit den Niederschlägen eingegangen werden, weil bei einem Eishochwasser auch die Niederschläge eine Rolle spielen können.

In verschiedenen Publikationen wird immer wieder von den unterschiedlichsten Trends gesprochen. Danach sollen sich die Niederschläge zugunsten der Winterperiode verschieben, insgesamt aber niedriger ausfallen. MUDELSEE et al. (2003) berichtete in seinen Ausführungen von einem rückläufigen Trend für die Winterhochwasser und bezog in seiner Aussage die Oder- und Elbehochwasser der letzten Jahrhunderte mit ein.

**Abb. 4.65** Trends von Winterhochwassern an Oder und Elbe (MUDELSEE et al., 2003)

Aus der Abbildung ist bezüglich der Oder zu sagen, dass der Trend für die Winterhochwasser der Kategorie 2 und 3 (starke und außergewöhnlich starke), in der Skizze mit Oder, W, 2-3 gekennzeichnet, dabei sogar noch stärker nach unten weist.

Seiner Aussage nach lässt sich die Abnahme der Häufigkeit von Winterhochwassern teilweise auf die niedrigere Zahl von Frösten zurückführen.

Eine stärker in die Zukunft gerichtete Prognose von SPEKAT et al. (2007) prognostiziert für das Nordostdeutsche Tiefland eine Zunahme der Winterniederschläge. Oder und Elbe zählen teilweise zum Nordostdeutschen Tiefland dazu.

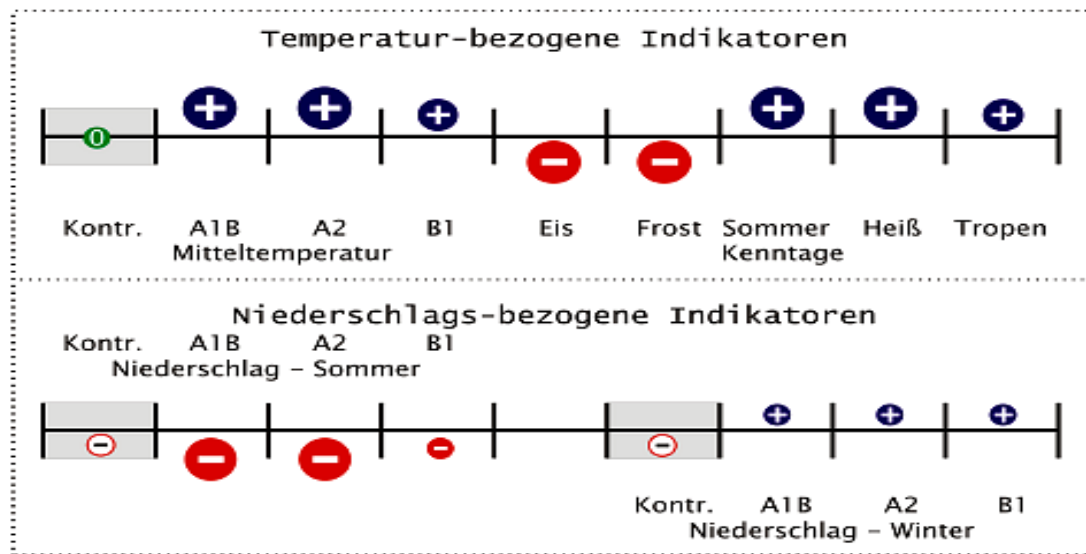


Abb. 4.66 Temperatur- und Niederschlagsentwicklung für das Nordostdeutsche Tiefland im Zeitraum bis 2100 nach SPEKAT et al. (2007)

Eine weitere interessante Feststellung ist aus einer Publikation des Umweltbundesamtes (GOHLISCH et al., 2005) zu entnehmen. Die Autoren schreiben darin:

„Über die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Eisständen in der Elbe ist anzumerken, dass vor allem in den 70er und 80er Jahren des 20. Jahrhunderts die Eisbildung auf der Oberen und Mittleren Elbe durch Einleitung großer Mengen warmen Abwassers und durch erhöhte Salzlast der Saale weitgehend verhindert wurde. Die Abwassereinleitungen führten in der Mittleren Elbe zur Erhöhung der Wassertemperatur im Winter um bis zu 3 Grad Celsius. Durch Inbetriebnahme moderner Kläranlagen sowie Stilllegung von Industrieunternehmen, insbesondere der Zellstoff- und Papierindustrie und der chemischen Industrie und Kraftwerken in den 90er Jahren, ist die Abwasserlast und Erwärmung der Elbe gesunken und die Eisbildung wieder begünstigt worden“.

Das lässt sich belegen durch folgende Tabelle, die dem Gewässergütebericht 2006 der ARGE-ELBE (2006) zu entnehmen ist. Danach ist die Belastung der Elbe durch Salze wie Chlorid, Sulfat, Calcium, Magnesium, Kalium und Natrium in einer Größenordnung von 24 bis 52 % zurückgegangen. Da Salze bekanntlich den Gefrierpunkt des Wassers senken, könnte durch die verminderten Schadstoffe wie Salze etc. der Gefrierpunkt wieder ansteigen.

Tab. 4.26 Belastung der Elbe u.a. durch Salze (ARGE-ELBE , 2006)

Magdeburg	1986	2006	Änderung [%]
Abfiltrierbare Stoffe (t/a)	880 000	740 000	-16
Ammonium (t/a N)	51 000	2 300	-95
Nitrat (t/a N)	81 000	69 000	-15
ortho-Phosphat (t/a P)	3 500	930	-73
Gesamt-Phosphor (t/a P)	11 000	3 500	-68
DOC (t/a C)	250 000	98 000	-61
Chlorid (t/a Cl)	3 800 000	2 000 000	-47
Sulfat (t/a SO ₄)	3 100 000	1 800 000	-42
Calcium (t/a)	1 700 000	1 300 000	-24
Magnesium (t/a)	390 000	210 000	-46
Natrium (t/a)	2 000 000	930 000	-54
Kalium (t/a)	230 000	110 000	-52

Bei einer Chloridfracht von 2.000.000 t/a ergibt das eine Konzentration von gerade einmal 72 mg/Liter bei einem mittleren Durchfluss von 870 m³/s am Pegel Neu-Darchau (IKSE, 2005). Nach BERGMANN (2005) betrug der mittlere Salzgehalt der Elbe im Zeitraum 1994 – 2003 in Schnakenburg 136 mg/Liter. Dieser Salzgehalt mag als Belastungswert für die Wasserqualität zu hoch sein, er hat aber keinen Einfluss darauf, dass das Wasser früher gefriert.

Im Februar 1996 war die Mittlere Elbe wieder bis Magdeburg und im Januar 1997 erstmals seit 1963 wieder fast bis zur Mündung der Saale (Elbe-km 291,5) vollständig zugefroren. Hieraus ist ersichtlich, dass es trotz einer Klimaerwärmung noch zu Vereisungen von Flüssen kommen kann.

Tab. 4.27 belegt wieder einen Anstieg von Eis und Eisständen in der Periode 1990-2000:

Tab. 4.27 Anzahl der Winter mit Eisstand und Dauer der Eisstände (GOHLISCH et al., 2005, nach SIMON)

Zeitraum	Pegel				
	Dresden		Magdeburg		
	Winter/Dekade (Anzahl)	Eisstand (Tage)	Winter/Dekade (Anzahl)	Eisstand (Tage)	Treibeis bzw. Eisgang (Tage)
1830/31 – 1839/40	2	91	9	258	232
1840/41 – 1849/50	3	126	8	428	150
1850/51 – 1859/60	-	-	6	206	261
1860/61 – 1869/70	1	21	7	199	200
1870/71 – 1879/80	-	-	2	86	311
1880/81 – 1889/90	-	-	4	49	169
1890/91 – 1899/00	2	46	6	140	261
1900/01 – 1909/10	3	46	2	60	249
1910/11 – 1919/20	1	28	1	32	218
1920/21 – 1929/30	1	28	3	119	132
1930/31 – 1939/40	1	37	5	51	136
1940/41 – 1949/50	2	40	4	109	146
1950/51 – 1959/60	1	31	3	27	71
1960/61 – 1969/70	1	35	1	(12)	65
1970/71 – 1979/80	-	-	-	-	47
1980/81 – 1989/90	-	-	-	-	73
1990/91 – 1999/00	-	-	2	29	64

Ebenfalls sehr aufschlussreich ist die Tab. 4.28 über die Eisverhältnisse am Pegel Wittenberge, Strom-km 453,92 (STOLL, 2010). Aus der Tabelle geht hervor, dass von 1990/91 bis 1999/2000 an 47 Tagen Eisstand und an 81 Tagen Treibeis herrschte. Im Zeitraum von 2000/01 bis 2009/01 gab es keinen Eisstand, aber an 122 Tagen Treibeis. Aus den bisherigen Ausführungen ging hervor, dass speziell Treibeis, welches auf Hindernisse trifft, sich schnell zu einer Versetzung entwickeln kann. Demzufolge dürfte eine Zunahme der Tage mit Treibeis durchaus geeignet für die Aussage sein, dass auch in Zukunft noch mit Eishochwasser gerechnet werden kann.

Tab. 4.28 Eisverhältnisse in Wittenberge von 1990/91 bis 2009/10 (STOLL, 2010)

Eisverhältnisse							
Anzahl Tage				Datum			
Wittenberge				Wittenberge			
Winter	Treibeis	Eisstand		Winter	Treibeis	Eisstand	
1990 /91	15	-		1990 /91	04.02.-18.02	-	
1991 /92	-	-		1991 /92	-	-	
1992 /93	5	-		1992 /93	04.01.-08.01.	-	
1993 /94	10	-		1993 /94	15.02.-24.02.	-	
1994 /95	-	-		1994 /95	-	-	
					01.01.-10.01		
					22.01.-29.01		
1995 /96	26	23		1995 /96	22.02.-29.02.	30.01.-21.02	
					24.12.-02.01		
1996 /97	15	24		1996 /97	28.01.-31.01..	04.01.-26.01	
1997 /98	6	-		1997 /98	01.02.-06.02.	-	
1998 /99	4	-		1998 /99	09.12.-12.12	-	
1999 /2000	-	-		1999 /2000	-	-	
Summe 1990/2000	81	47		Summe 1990/2000	81	47	
2000 /01	5	-		2000 /01	19.01.-23.01	-	
					04.01.-11.01.		
2001 /02	9	-		2001 /02	16.01	-	
					10.12.-18.12.		
2002 /03	17	-		2002 /03	08.01.-15.01.	-	
					04.01.-09.01		
2003 /04	13	-		2003 /04	25.01.-31.01	-	
2004 /05	-	-		2004 /05	-	-	
2005 /06	31	-		2005 /06	09.01.-08.02.	-	
2006 /07	-	-		2006 /07	-	-	
2007 /08	-	-		2007 /08	-	-	
2008 /09	16	-		2008 /09	03.01.-18.01.	-	
					21.12.-24.12.		
					06.01.-20.01.		
2009 /10	31	-		2009 /10	24.01.-04.02.	-	
Summe 2000/2010	122	0		Summe 2000/2010	122	0	

Die Situation elbabwärts im Bereich der Staustufe Geesthacht sah im Zeitraum 1990/91 bis 1999/2000 nach Auskunft des WSA LAUENBURG (Roelver) ähnlich aus: an 51 Tagen herrschte Eisstand und an 85 Tagen gab es Treibeis. Im Zeitraum 2000/01 bis 2009/10 herrschte an 7 Tagen Eisstand und an 75 Tagen gab es Treibeis.

Auch für die Oder ließen sich Beispiele dafür finden, dass auch in Zukunft noch mit Eisererscheinungen und daraus resultierend, möglicherweise mit Eishochwassern gerechnet werden muss. Nach Unterlagen des WSA EBERSWALDE (unveröffentlicht) geht hervor, dass es von 1990/91 bis 2009/10 bis auf 3 Winter (1994/95, 2000/01 und 2006/07) jedes Jahr in Hohensaaten einen Eisstand gab. Der Eisstand auf der Oder insgesamt erreichte dabei nach Tab. 4.7 Längen zwischen 20,3 und 372,3 km. Die Dauer des Eisstandes an der Oder betrug dabei in den Jahren 1980/81 bis 1989/90 insgesamt 167 Tage, im Zeitraum von 1990/91 bis 1999/2000 insgesamt 195 Tage und von 2000/01 bis 2009/10 insgesamt 201 Tage, also auch eine zunehmende Tendenz.

Die bisher beschriebenen Szenarien, ob es in Zukunft noch Eishochwasser an Elbe und Oder geben wird, beschränkten sich auf Prognosen über zukünftige Eistage, Klimaszenarien für die Region um Elbe und Oder und verringerte Verschmutzung der Flüsse.

In diesen Ausführungen fehlte aber die globale Klimaprognose für Mitteleuropa. In dieser Hinsicht gibt es eine Vielzahl von Veröffentlichungen.

Nach PETOUKHOV & SEMENOV (2010) vom Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung kann trotz Klimaerwärmung auf unserer Erde mit kalten Wintern in Europa gerechnet werden. Durch die Erderwärmung in der östlichen Arktis schrumpft das Meereis, wodurch die unteren Luftschichten aufgeheizt werden, was zu einer starken Störung von Luftströmungen, also der atmosphärischen Zirkulation, führen kann. Ergebnis ist eine mögliche Abkühlung der nördlichen Kontinente. Diese Störungen könnten die Wahrscheinlichkeit des Auftretens extrem kalter Winter in Europa verdreifachen, weil die Erwärmung der Luft über der Barents- und Karasee kalte Winde nach Europa bringen kann.

Auch HONDA et al. (2009) beschreiben ein solches Szenario. Von ihnen wurden die Temperaturanomalien im Januar 2010 in der Arktis und Grönland untersucht. Es wurden über Grönland ungewöhnlich warme Temperaturen und in Mittel- und Nordeuropa ungewöhnlich tiefe Temperaturen festgestellt. Dies lag daran, dass sich aufgrund des Rückgangs des Meereises in der Arktis dort im Winter immer häufiger stabile Hochdruckwetterlagen ausbilden können. Durch solche Wetterlagen würden die polaren Windsysteme beeinflusst, so dass es zu vermehrten Kaltluftausbrüchen aus der Arktis in Richtung Süden kommen kann. Es könnte ihrer Meinung nach durchaus sein, dass die globale Klimaerwärmung und der Rückgang des Meereises in Zukunft dazu führen kann, dass kleine Teile der Nordhalbkugel längere Kältewellen erleben können.

Diese Hochdruckwetterlagen über der Arktis kann nach KAPPAS (2009) auch eine Ursache in der Arktischen Oszillation (AO) haben, welche durch entgegengesetzte Luftdruckanomalien in der zentralen Arktis und Teilen der mittleren Breiten gekennzeichnet ist. Bei dieser polaren Hochdruckwetterlage (= negative Arktische Oszillation) ist das polare Hoch stärker ausgeprägt, und durch die sich im Uhrzeigersinn um das Hoch drehenden Winde gelangt polare Luft in mittlere Breiten (u.a. Mitteleuropa). Die polaren Nord-/Nordostwinde blockieren die übliche Westwindzirkulation. Der Winter 2009/10 kann als Beispiel dienen wie Abb. 4.67 zeigt. Mit einer negativen AO von -4,266 im Februar 2010 war es die stärkste negative Abweichung seit Registrierung der AO im Jahre 1950.

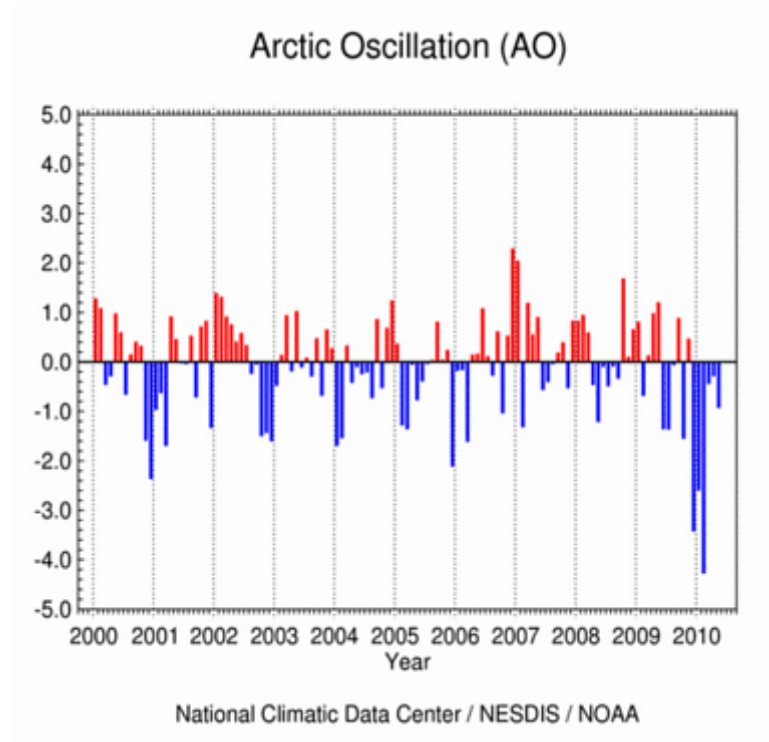


Abb. 4.67 Arktische Oszillation – Aufzeichnung der positiven und negativen Phase
www.cpc.ncep.noaa.gov 20101209

Es gibt eine weitere Theorie, dass sich unter bestimmten Umständen der Golfstrom abschwächen könnte und es deshalb zu kälteren Wintern in Europa kommen könnte. Darauf soll aber hier nicht näher eingegangen werden.

Seitens der Klimaforschung gibt es demnach Hinweise, dass es auch in Zukunft kalte Winter geben wird und demnach die Gefahr von Vereisungen mit möglichen Eishochwassern bestehen kann.

5 Gefährdungen durch Eishochwasser

5.1 Eislastansätze auf wasserbauliche Anlagen

Bei einem Eishochwasser können unterschiedliche Arten von Lasten auf die verschiedensten Bauwerke auftreten.

5.1.1 Arten von Eislasten

Wie bereits in Kapitel 4.3.1.2.1 erwähnt, können Lasten durch Eis auf verschiedene Weise entstehen:

- a) als Eisstoß durch auftreffende Eisschollen, die von der Strömung oder durch den Wind bewegt werden,
- b) als Eisdruck, der durch nachschiebendes Eis auf eine am Bauwerk anliegende Eisdecke oder durch die Schifffahrt wirkt,
- c) als Eisdruck, der von einer geschlossenen Eisdecke infolge Temperaturdehnungen auf ein Bauwerk wirkt
- d) als Eisaufasten bei Eisbildung am Bauwerk oder als Auf- und Hublasten bei Wasserspiegelschwankungen (EAU, 2005).

Die oben beschriebenen Entstehungsgründe von Eislasten können auch als dynamische, statische, quasistatische und thermische Eislasten beschrieben werden. Alle diese Eislasten können während eines Eishochwassers allein oder in Verbindung mit anderen Eislasten auftreten.

Dynamische Eislasten werden beim Auftreffen von Treibeis auf Hindernisse wirksam, wobei besonders in Fließgewässern größere Stoßlasten und zusätzliche Lasten infolge von Eisversetzungen möglich sind. Nach DIN 4049-3 (1994) werden diese Stoßlasten auch als Eisstoß bezeichnet, denn dort ist ein Eisstoß als eine aus der kinetischen Energie des treibenden Eises resultierende Kraft beim Auftreffen auf ein Hindernis definiert.

Bauwerke in und am Wasser können darüber hinaus infolge Einengung der Abflussquerschnitte durch Eis erhöhten Lasten durch Wasserstau und größere Strömung ausgesetzt sein.

Statische Eislasten treten als thermischer Eisdruck auf, wenn bei raschem Temperaturanstieg die Ausdehnung einer geschlossenen Eisdecke behindert ist. Nach DIN 4049-3 (1994) wird der Eisdruck als Druck des stehenden Eises infolge Volumenvergrößerung bei Temperaturänderung oder infolge der Einwirkung von Wind und/oder Wasserströmung bezeichnet.

Quasistatische Eislasten gehen von einem stehenden Eisfeld aus, welches vom Wind und/oder Strömung gegen ein Hindernis gedrückt wird (HAGER, 2001).

In Kapitel 4.3.1.2.2 (Druckfestigkeit) wurde ebenfalls bereits aufgeführt, von welchen Faktoren die Größe möglicher Lasteinwirkungen bei einem Eisdruck abhängen. Sie werden an dieser Stelle erneut genannt, weil sie auch für die Eisdrücke auf verschiedene wasserbauliche Anlagen entscheidend sind:

- Form, Größe, Oberflächenbeschaffenheit und Elastizität des Hindernisses, auf das die Eismasse auftrifft,
- Größe, Form und Fortschrittsgeschwindigkeit der Eismassen,
- Art des Eises und der Eisbildung,
- Salzgehalt und die davon abhängige Eisfestigkeit,
- Auftreffwinkel,
- Maßgebende Festigkeit des Eises (Druck-, Biege- und Scherfestigkeit),
- Belastungsgeschwindigkeit,
- Eistemperatur (EAU, 2005).

Ähnlich, bzw. ergänzend stellt es EHLERT (2006) fest, als er die standortspezifischen Parameter angibt, die durch Eislasten auf einen Deich einwirken und berücksichtigt werden müssen:

- Geometrie und Eigenschaften des Eises,
- Dichte und Verteilung des Eises,
- Art des Eises (Eisschollen, Treibeis etc.),
- mechanische Eigenschaften des Eises (Druckfestigkeit, Biegefestigkeit),
- Geschwindigkeit und Richtung des Treibeises,
- Dicke des Eises (EHLERT, 2006).

5.1.2 Eisdruck auf Uferbauwerke und Anlagen

Eisdruck oder Eislastfälle können sich in vielfältiger Weise auf die Stabilität und Standfestigkeit von Uferbauwerken und Anlagen auswirken. Als Uferbauwerke und Anlagen kommen hier sowohl Deiche als auch Anlegepfähle (Dalben) und Hochwasserschutzwände in Frage. Es muss daher bei der Berechnung des Eisdruckes auch auf die Art der Bauwerke einge-

gangen werden. Diese unterscheiden sich in breite und schmale Bauwerke mit senkrechter und geneigter Oberfläche.

5.1.2.1 Eisdruck auf breite Bauwerke einschließlich Treibeis, aber ausgenommen Deichaußenböschungen

Es kann sich hier sowohl um statische, quasistatische und dynamische Eisdruckkräfte handeln. Dabei hängt grundsätzlich die Grenze der Eisdruckbelastung von der Bruchfestigkeit des Eises ab, also von der Druck-, Zug-, Biege- und Scherfestigkeit, wie sie bereits beschrieben wurde. Wir unterscheiden bei den Lastfällen zunächst die horizontalen und die vertikalen Lastfälle.

Nach HAGER (2001) kann die horizontale Eislast aus der Druckfestigkeit des Eises und dem Kontakt mit der Bauwerksoberfläche bestimmt werden:

$$P_0 = k \cdot \sigma_0 \cdot h_E \cdot d \quad (\text{MN}) \quad (5.1)$$

mit:

P_0 = horizontale (waagerechte) Eislast (M/N)

k = Kontaktbeiwert (1), welcher in der Regel zu $k \approx 1/3$ angenommen wird

σ_0 = Eisdruckfestigkeit (MN/m²)

h_E = Dicke des Eises (m)

d = Breite des Bauwerks (m)

Für den norddeutschen Küstenbereich ergibt sich dabei eine horizontale Linienlast von

$P_0 = 1/3 \cdot 2500 \frac{\text{kN}}{\text{m}^2} \cdot 0,30\text{m} = 0,25 \frac{\text{MN}}{\text{m}}$. Die Mündungsbereiche von Oder und Elbe können zum norddeutschen Küstenbereich gezählt werden.

HAGER (2001) gibt ein weiteres Beispiel an, welches eine ergänzende Formel für die horizontale Eislast aufzeigt unter der Bedingung, dass das Verhältnis $h/d < 0,1$ ist und wenn voller Kontakt zur Wandfläche besteht. Dabei ist τ = die Scherfestigkeit (MN/m²). Diese Formel lautet:

$$P_0 = \tau \cdot h_E \cdot d \quad (\text{MN}) \quad (5.2)$$

Als Beispiel können hier Einlassbauwerke für Polder oder mobile Hochwasserschutzwände dienen, bei denen die Dicke des Eises weniger als 1/10 der Bauwerksbreite beträgt. Hier ergäbe sich eine horizontale Eislast bei einer 0,30 m dicken Eisdecke, einer Kontaktstelle zu

einer Hochwasserwand von 10 m, einer Druckfestigkeit von $4,0 \text{ MN/m}^2$ (Scherfestigkeit $1/3$ davon) nach HAGER (2001) in Bezug auf EAK (1993) von

$$P_0 = 2,0 \cdot 1,33 \frac{\text{MN}}{\text{m}^2} \cdot 0,30 \text{ m} \cdot 10 \text{ m} = 7,98 \text{ (MN)},$$

was einer Last von ca. $813,7 \text{ t}$ ($7,98 \cdot 10^6 \text{ N} \cong 813,7$ bei $1 \text{ N} \approx 0,102 \text{ kg}$) entsprechen würde. Da nach EAU (2005) für die Bemessung des Abscherprozesses bei Frischwassereis eine Eisfestigkeit (Druckfestigkeit) von $0,833 \text{ MN/m}^2$ ($= \tau = k \cdot \sigma_0 = \frac{\sigma_0}{3} \left(\frac{\text{MN}}{\text{m}^2} \right)$) anzusetzen ist, ändert sich die Formel in

$$P_0 = 2,0 \cdot 0,833 \frac{\text{MN}}{\text{m}^2} \cdot 0,30 \text{ m} \cdot 10 \text{ m} = 4,99 \text{ (MN)}$$

Bei Eisdruckfestigkeiten von $\tau_0 = 2,5 \frac{\text{MN}}{\text{m}^2}$ für Binnengewässer (Frischwassereis) nach LATTERMANN (2005) oder $1,5 \frac{\text{MN}}{\text{m}^2}$ nach E 177 der EAU (2005), ohne Bemessung des Abscherprozesses, ergeben sich gegenüber den Werten von HAGER (2001) mit $4,0 \text{ MN/m}^2$ dementsprechend geringere horizontale Linienlasten.

Wie lassen sich diese theoretischen Lastansätze auf real existierende Bauwerke übertragen?

Im Jahre 2008 wurde die in den Jahren 2006-2008 in Hitzacker an der Elbe, die um die dortige Altstadt gebaute Hochwasserschutzmauer mit einer Länge von 937 Meter eingeweiht. Auf die 1,20 Meter hohe Wand können im Bereich der Altstadt zusätzlich noch mobile Stahlelemente in einer Höhe von 2,70 Meter installiert werden.

Wie Abb. 5.1 deutlich vermittelt, liegt Hitzacker an einer extrem gefährdeten Stelle quasi als Insel unweit des Flussbettes der Elbe und wurde bisher regelmäßig von der Elbe überflutet. Dabei stellt natürlich auch ein Eishochwasser eine extreme Gefährdungssituation dar.



Abb. 5.1 Hitzacker an der Elbe am 10.4.2006 (NLWKN , 2011)

Aus diesem Grunde musste die Hochwasserschutzmauer einschließlich der mobilen Zusatzelemente auch für die Eissituation berechnet werden.

Bei dieser Hochwasserschutzmauer erfolgte eine statische Berechnung durch REITER (2007)(siehe Abb. 5.2). Er setzte für das mobile Zusatzelement auf der Hochwasserschutzmauer für die Eisbelastung den Lastfall 2 (LF 2) an. Als Lastfall 2 kann nach DACHROTH (2002) definiert werden: das gleichzeitig und zusätzlich zum Lastfall 1 (ständig und regelmäßig auftretende Lasten und Verkehrslasten) selten oder einmalig auftretende Verkehrslasten und

Belastungen während der Bauzeit eintreten. Die Eisbelastung wurde nach Lastfall 2 für die mobilen Zusatzelemente und zwar für die obersten 30 cm dieser Zusatzelemente mit 150 kN/m^2 angesetzt. Bei den Berechnungen wurde ebenfalls eine Eisdicke von 30 cm durch treibende Eisschollen angenommen. Daraus ergibt sich, dass die mobilen Zusatzelemente insgesamt für eine mögliche Belastung von 45 kN/m ($150 \text{ kN/m}^2 \times 0,30 \text{ cm}$ Dicke der Eisscholle = 45 kN/m) ausgelegt sind, was einer Last von ca. 4,5 Tonnen pro m entsprechen würde. Dieser Wert wurde mit dem Sicherheitsfaktor 1,35 errechnet. Bei Ausfall z.B. einer Zugschraube (2 Schrauben von drei sind noch vorhanden) verringert sich der Sicherheitsfaktor auf 1, was einer um 35 % verringerten Eisbelastung durch treibende Eisschollen entsprechen würde, also einer möglichen Belastung von knapp unter 30 kN/m .

Zusätzlich zu dieser Belastung durch die anschwimmenden Eisschollen (Eisstoß) ist noch der hydraulische Wasserdruck bei der mobilen Hochwasserschutzwand zu berücksichtigen.

Diese Werte sind zugrunde gelegt für ein Bemessungshochwasser von 15,15 m über NN.

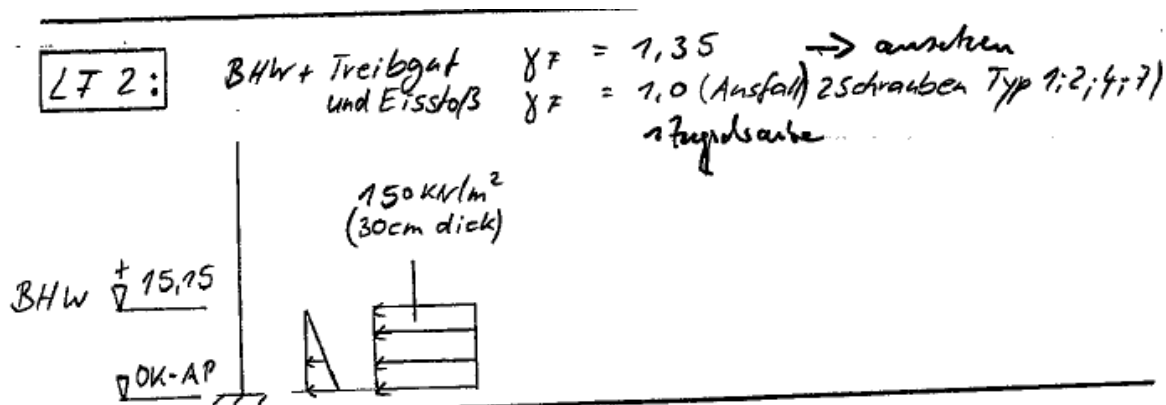


Abb. 5.2 Berechnung des Lastfalls 2 für Treibgut und Eisstoß der Hochwasserschutzmauer Hitzacker (REITER, 2007)

Was geschieht aber, wenn ein ganzes Eisfeld getrieben kommt?

In diesem Zusammenhang muss zunächst allgemein erläutert werden, welche Kräfte durch treibende Eisschollen mit und ohne Wind auf Bauwerke übertragen werden können. Nach CARSTENSEN (2008) hängt die Größe der Belastungen wesentlich von der Eisfläche und der Ausbildung der Eisdecke ab, also von der kinetischen Energie der Eisscholle oder der Kraft, die aufgebracht werden muss, um die Eisscholle(n) am Bauwerk zum Versagen zu bringen. Er verweist auf andere Autoren und empfiehlt die Anwendung folgender Formel,

$$F_{H,St} = 0,07 \cdot v_i \cdot h_i \cdot \sqrt{A_i \cdot \sigma_N} \quad (\text{MN}) \quad (5.3)$$

mit:

v_i = Geschwindigkeit des Eisfeldes (m/s) (oder Oberflächengeschwindigkeit des Fließgewässers)

A_i = Oberfläche der Eisscholle (m²)

h_i = Eisschollendicke (m)

σ_N = Festigkeit des Eises (0,45 ... 0,75 MN/m²)

welche auch die Formel für den Eisstoß darstellt.

Die Oberflächengeschwindigkeit ließe sich ja noch leicht bestimmen, aber die Schätzung der wirksamen Eisfläche A_i zur Übertragung der Schubspannungen ist schwieriger. Aus diesem Grund empfiehlt CARSTENSEN (2008), die zuverlässiger zu ermittelnde Versagenslast zu berechnen.

Bei Fließgewässern kommen auch noch Schubkräfte durch die Strömung des Wassers an der Eisunterseite hinzu

$$\tau_{\text{H}_2\text{O}} = \rho_{\text{H}_2\text{O}} \cdot C_2 \cdot v^2 \quad (5.4)$$

wobei für C_2 bei Süßwassereis 0,002 als Belastungsparameter empfohlen wird.

Zu der Versagenslast zählt unter anderem die Druckfestigkeit. Das Eis selber hat eine höhere Druckfestigkeit als die berechnete Druckbelastung an der Hochwasserschutzwand in Hitzacker, nämlich rund 1,2 MN/m² bis 1,5 MN/m² im Süßwasserbereich (HAGER, 2001). Selbst bei der Biegefestigkeit von 1/3 der Druckfestigkeit nach EAU (2005) und der Scherfestigkeit von 1/3 der Druckfestigkeit nach EAU (2005), bzw. 1/6 nach DYCK (1980) betragen diese Werte noch 0,4 bis 0,5 MN/m², bzw. bei 1/6 noch 0,2 bis 0,25 MN/m², so dass das Eis durch den Aufprall lediglich an dem Objekt vorbeigeleitet wird, aber nicht zerbricht. Auch nach LATTERMANN (2005) beträgt die mittlere waagerechte Linienlast bei Süßwassereis 0,4 MN/m, während er die Flächenlast mit 2,5 MN/m² ansetzt und zwar aus dem Produkt der Druckfestigkeit des Eises σ_0 und der Angriffsfläche (Dicke des Eises h_E mal Breite der Eisscholle). Die Linienlast berechnet er aus der Flächenlast nach folgender Formel

$$F_{\text{dyn}} = 2,5 \frac{\text{MN}}{\text{m}^2} \cdot 0,5\text{m (Dicke des Eises)} \cdot 0,33 \text{ (Kontaktbeiwert 1/3)} = 0,41 \frac{\text{MN}}{\text{m}} \quad (5.5)$$

Es handelt sich hier um eine dynamische Eislast. CARSTENSEN (2008) gibt dazu weitere Werte von STAROSOLSZKY (1985) an. Danach beträgt die Druckfestigkeit des Eises 2,0 bis 2,9 MN/m², die Zugfestigkeit 8,0 bis 12,0 MN/m² und die Biegezugfestigkeit 1,4 bis 2,0 MN/m². Ebenso ist in EAU (2005) eine ähnliche Formel wie die von HAGER (2001) angegeben worden, auf deren Darstellung ebenfalls verzichtet wird. Aussagekräftig dagegen ist die horizontale Eislast auf geböschte Flächen nach EAU (2005):

$$P_h = 1,0 \cdot \sigma_B \cdot h_E \cdot \tan \beta \text{ (kN/m)} \quad (5.6)$$

mit:

σ_B = Biegezugfestigkeit des Eises (MN/m²)

$\tan \beta$ = Böschungsneigung

h_E = Dicke des Eises (m)

Diese Formel wurde der Vollständigkeit halber an die dieser Stelle aufgeführt. Es wird darauf aber näher im Kapitel (Belastung der Außenböschung eines Deiches) eingegangen.

CARSTENSEN (2008) führte auch das Beispiel an, dass auf stehenden Gewässern Hebungen und Senkungen des Wasserspiegels bei geschlossener Eisdecke zu Momentbelastungen am Ufer führen können. Infolge dieser Belastung kann es zum Herausreißen von Deckschichtmaterial oder Teilen einer Schüttung kommen. An Oder und Elbe kann dieses u.a. in

Hafenbereichen auftreten, da diese infolge des stehenden Wassers schneller zufrieren. Da es dort einige Naturhäfen gibt, bei denen der Deich mit Steinschüttung gleichzeitig Hafenbegrenzung ist, ist es wichtig, diese Belastungen zu kennen. Bei der Bemessung solcher Belastungen wird allgemein von einer Streifenbreite b von 5 m unter Berücksichtigung der Eisdicke h_E ausgegangen. Als Näherungsformel des Belastungsmoments M_B für den Temperaturbereich von 0 °C bis -10 °C kann Formel

$$M_B = 157 \frac{\text{kN}}{\text{m}^2} \cdot h_i^2 \cdot b \quad (5.7)$$

nach CARSTENSEN (2008) angegeben werden.

5.1.2.2 Eisdruck auf schmale Bauwerke

Zu den schmalen Bauwerken zählen z.B. im Bereich von Oder und Elbe Festmacherdalben und -pfähle, aber auch Brückenpfeiler.

Hier können Schäden z.B. durch den Druck der anschwimmenden Eisschollen auf fest im Flussbett verankerte Dalben oder Pfähle entstehen (dynamische Eisdruckkräfte). Weiterhin können durch Wasserstandsschwankungen vertikale Zugkräfte auf die eingefrorenen Dalben einwirken und deren Festigkeit im Boden gefährden. Die Abb. 5.3 zeigt einen solchen Dalben in der Tideelbe nahe der Teilung der Elbe in Norder- und Süderelbe.



Abb. 5.3 Eisbildung an einem Pfahl im Januar 2010 (BULLENHAUSEN, 2010)

Auf der Abbildung ist deutlich ein im Eis eingeschlossener Pfahl zu sehen. Bei ihm treten durch Wasserstandsschwankungen vertikale Eislasten auf. Sie entstehen infolge einer an den Pfahl festgefrorenen geschlossenen Eisdecke und nachfolgender Änderung des Wasserstandes. Bei steigenden Wasserständen entstehen aufwärts gerichtete Vertikalkräfte (Eishub), bei sinkenden Wasserständen abwärts gerichtete Vertikalkräfte. Aufwärts gerichtete Vertikalkräfte müssen allein von der Gewichtskraft und der Mantelreibung des Pfahls im Boden aufgenommen werden. Nach KOHLHASE et al. (2005) verursachen abwärts gerichtete Eiskräfte durch die sehr hohen Kräfte aus Spitzendruck und Mantelreibung kein Versagen des System Pfahl-Boden. Dagegen können bei Belastung von Pfählen durch aufwärts gerichtete Eiskräfte bei ungenügender Einspannlänge der Pfähle (Überschreitung der Mantelreibung) einzelne Pfähle aus dem Baugrund gezogen werden (ice-jacking). In Deutschland werden diese horizontalen und vertikalen Eiskräfte üblicherweise nach den „Empfehlungen des Arbeitskreises Ufereinfassungen“ der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik (EAU, 2005) berechnet.

Im Falle eines Eishochwassers können sowohl horizontale und vertikale Eiskräfte an Dalben und Pfählen von Bedeutung sein, denn bei einer Eisversetzung können innerhalb von 1 - 2 Tagen Wasseranstiege von über 2 Metern auftreten, und bei einem Eisaufbruch kann sich durch den plötzlichen Abfluss des Wassers eine Wasserspiegellagensenkung in derselben Größenordnung ergeben.

Bei den bereits erwähnten Empfehlungen (EAU, 2005) wird im Allgemeinen von einer Eisdicke $h \leq 30$ cm ausgegangen, wenn keine genaueren Erhebungen oder Messwerte vorliegen. KOHLHASE et al. (2005) haben in Versuchen festgestellt, dass die von den nach der EAU-Formeln für Bemessungseisdicken zu erwartenden Kräfte zu gering berechnet wurden. Bei den Versuchen wurden die maximalen Belastungen, die vom Pfahl auf das Eis übertragen werden konnten, zwischen 4,5 kN und 15,5 kN bei Eisdicken zwischen 4 und 10 cm Dicke errechnet. Die Zugbelastungen bis zum Versagen der Haltekräfte zwischen Baugrund und Pfahl variierte in Abhängigkeit von Baugrund und Pfahllänge im Boden zwischen 31 kN und > 120 kN. WEICHBRODT (2004) stellte in KOHLHASE et al. (2005) sogar fest, dass bei Zugversuchen für verschiedene Pfahllängen und Baugrundverhältnisse ab Eisdicken von 20 cm die vertikalen Eiskräfte die gemessenen Pfahlwiderstände für Pfähle mit einer Einspannlänge von 2 - 3 m überschreiten. Bei Eisdicken über 30 cm können sogar länger eingespannte Pfähle gefährdet sein.



Abb. 5.4 Eisbrecher unterhalb der Schleuse Geesthacht am 11.1.2009 (Foto: Thiemann, NLWKN Lüneburg)

Betrachtet man Abb. 5.4, so sind dort wesentlich dickere Eismassen zu sehen. Diese Aufnahme entstand am 11.1.2009 unterhalb der Schleuse Geesthacht und zeigt die enormen Eismassen, welche von Eisbrechern aufgelöst werden sollten. Hier türmen sich die Eismassen auf über 1 Meter Höhe auf. In diesem Bereich befinden sich u.a. durch das Eis gefährdete Festmachevorrichtungen für Schiffe wie Dalben und Pfähle.

Die HTG (2010) gibt allgemeine Empfehlungen, welche vertikalen Eislasten F_V auf Pfähle unterschiedlicher Durchmesser und unterschiedlichen Bemessungseisdicken anzusetzen sind (siehe Tab. 5.1).

Tab. 5.1 Vertikale Eislasten F_V auf Pfähle (HTG, 2010)

Bemessungseisdicke [m]		0,25	0,3	0,4	0,5
Vertikale Eislast [kN]	Pfahl - Ø 0,20 m	32,4	45,4	77,8	118,8
	Pfahl - Ø 0,25 m	33,8	47,0	79,9	121,5
	Pfahl - Ø 0,30 m	35,1	48,6	82,1	124,2
	Pfahl - Ø 0,35 m	36,5	50,2	84,2	126,9
	Pfahl - Ø 0,40 m	37,8	51,8	86,4	129,6

Vertikale Eislasten lassen sich ebenfalls berechnen. Solche Berechnungsverfahren sind u.a. von SCHWARZ (1970) und durch die EAK (2002) vorhanden. Die Berechnung ergibt sich aus folgender Gleichung:

$$P = c \cdot \sigma_c \cdot D^{0,5} \cdot h^{1,1} \text{ (kN)} \quad (5.8)$$

mit:

c	=Kontaktbeiwert, c = 1,13	(m ^{0,4})
σ _c	=Einachsiale Druckfestigkeit des Eises, 1800	(kN/m ²)
D	=Pfahldurchmesser	(m)
h	=Bemessungseisdicke	(m)
P	=Eislast/Eisdruck	(kN)

Der Kontaktbeiwert c mit 1,13 (m^{0,4}) gilt für einen eingefrorenen Pfahl. Daneben gelten noch Werte für sprödes Eis mit c = 0,5640 (m^{0,4}) und für plastisches Eis mit c = 0,7925 (m^{0,4}).

Auch nach der EAU (2005) gab es eine entsprechende Formel für vertikale Zusatzlasten. Sie wurde zwischenzeitlich im Dezember 2008 korrigiert (KÖHLHASE et al., 2006). In der Korrektur steht: Nach vorliegenden Erfahrungen werden die lotrechten Zusatzlasten durch die Biegefestigkeit der Eisdecke begrenzt. Daher ist die auf die Pfähle übertragbare vertikale Last:

$$F_V = \left[0,6 + \frac{0,15D}{h} \right] \cdot 0,4 \cdot \sigma_c \cdot h_E^2 \quad (5.9)$$

mit:

F _V	= vertikale Zusatzlast	(kN)
h _E	= Dicke der Eisdecke	(m)
D	= Pfahldurchmesser	(m)
σ _c	= Druckfestigkeit der Eisdecke	(kN/m ²)

CARSTENSEN (2008) führt die gleiche Formel an und bezieht sich dabei auf russische Normen. Entsprechend dieser Normen ist die Formel 5.9 sowohl für die Auftriebs- als auch für die Zusatzlasten anzuwenden. Er führt einen weiteren Ansatz an, in dem er eine Streifen- bzw. Haftbreite l_{HB} des Eises um den Pfahl bei einer geschlossenen Eisdecke in Abhängigkeit von der Eisdicke h_E und der Biegezugfestigkeit σ_f = (σ_f = 1/3σ_c) berücksichtigte. Die vertikale Eislast F_V beträgt

$$F_V = (\rho_W - \rho_i) \cdot g \cdot [(2 \cdot I_{HB} + D^2) - D^2] - \frac{\pi}{4} \cdot h_E \quad (5.10)$$

mit:

ρ_W = Dichte des Wassers (kg/m^3),

ρ_i = Dichte von Eis (kg/m^3),

σ_f = Biegezugfestigkeit des Eises (kN/m^2),

g = Fallbeschleunigung (m/s^2),

D = Pfahldurchmesser (m),

h_E = Bemessungseisdicke (m),

wobei

$$I_{HB} = \sqrt{\frac{1}{4} \cdot \frac{\sigma_f}{h \cdot (\rho_W - \rho_i)} \cdot h_E} \quad \text{ist.}$$

Neben den vertikalen Eislasten können bei einem Pfahl in einem Fluss auch durch treibende Eisschollen Eisdruckkräfte entstehen. SCHWARZ (1970) hatte in seinen Versuchen gezeigt, dass der größte Eisdruck fast immer beim Übergang von der elastischen zur plastischen Verformung auftritt, so dass im Berechnungsansatz auf die Berücksichtigung der Treibgeschwindigkeit als Parameter verzichtet werden kann.

Worauf aber nicht verzichtet werden kann, das ist der Eisdruck P_p , der beim Durchdringen eines treibenden Eisfeldes auftritt. Er ist insofern von Bedeutung, dass auf vielen Vorlandflächen von Oder und Elbe Bäume stehen, teilweise sogar dicht an Deichen. Diese Bäume stellen natürlich eine Gefahr für den Fall dar, dass sie durch die Eismassen um- oder herausgerissen werden und dadurch die Deiche gefährden können. Hier sind nach EAU (2005) folgende Belastungswerte anzusetzen:

$$P_p = 0,36 \cdot \sigma_0 \cdot d^{0,50} \cdot h_E^{1,1} \quad (\text{kN}) \quad (5.11)$$

mit:

σ_0 = Eisdruckfestigkeit in kN/m^2 bei der spezifischen
Dehnungsgeschwindigkeit $\varepsilon = 0,003 \text{ s}^{-1}$

d = Breite des Einzelpfahls (m)

h_E = Dicke des Eises (m)

P_p = Eislast/Eisdruck (kN).

Bei dem Faktor 0,36 nach EAK (2002) als Kontaktbeiwert dürfte es sich um einen Mittelwert handeln für

0,5640 (m^{0,4}) Kontaktbeiwert für sprödes Eis

0,7925 (m^{0,4}) Kontaktbeiwert für plastisches Eis

1,1280 (m^{0,4}) Kontaktbeiwert bei eingefrorenem Bauwerk

Der Kontaktbeiwert für sprödes Eis würde danach 0,22, für plastisches Eis 0,31 und für ein eingefrorenes Bauwerk 0,45 betragen. CARSTENSEN (2008) wendet die gleiche Formel 5.12 an,

$$P_i = 0,33 \cdot \sigma_D \cdot d^{0,50} \cdot h_i^{1,1} \quad (5.12)$$

allerdings mit dem Faktor 0,33 für runde oder halbrunde Pfähle mit einem Durchmesser $d \leq 2$ m.

Nach SCHWARZ (1970) berücksichtigt dieser Kontaktbeiwert den unvollständigen Kontakt zwischen Eis und dem Bauwerk (hier: Pfahl), da die Bruchspannung nie zur gleichen Zeit auf der gesamten Druckfläche erreicht wird, sondern das Eis in verschiedenen Bereichen zeitlich nacheinander bricht.

Folgendes Beispiel soll die dynamische Eisdruckkraft belegen, die z.B. ein treibendes Eisfeld verursacht. Die Eisdruckfestigkeit ist dabei keine einheitliche Größe, sondern sie beträgt u.a. nach der EAK (2002) für Süßwassereis im Norddeutschen Küstenbereich zwischen 3,5 – 4,0 MN/m², nach PLAGEMANN (1988) für Süßwassereis 2,1 MN/m² (über -5 °C) und bis zu 3,0 MN/m² (unter -5 °C) und nach HAGER (2001) und der E 177 für Süßwassereis 2,5 MN/m².

Als Eisdruckfestigkeit wird ein Mittelwert von 2,5 NM/m² angesetzt. Als Breite des Baumes werden $d = 0,50$ m Durchmesser und als Eisdicke $h = 0,50$ m angenommen. Daraus ergibt sich eine waagerechte Eislast aus der Wirkung von Treibeis nach Formel 5.12 von

$$\begin{aligned} P_p \text{ (MN)} &= 0,33 \text{ (2,5) (MN/m}^2\text{)} \cdot 0,50^{0,5} \text{ (m)} \cdot 0,50^{1,1} \text{ (m)} \\ &= 0,82 \cdot 0,70 \cdot 0,46 \\ &= 0,265 \text{ MN} \\ &= 27,03 \text{ t} \end{aligned}$$

Diese Formel gilt unabhängig von der Form des Pfahles oder eines Baumes. Erst im Falle der beginnenden Eisbewegung bei fest anliegendem Eis sind z.B. bei einem runden Gegenstand als Kontaktbeiwert für die Eisdruckfestigkeit statt 0,36 hier 0,33 anzusetzen, bei einem rechteckigen Pfahl 0,39 und bei einem keilförmigen 0,29.

5.1.3 Eisdruck infolge Eisausdehnung durch Temperaturanstieg

Bei einem Eishochwasser ist der Eisdruck infolge Temperaturanstieg (thermischer Eisdruck) in zweierlei Hinsicht von Bedeutung.

Eine zum Beispiel an der Außenböschung eines Deiches festgefrorene Eisdecke dehnt sich bei Erwärmung aus, und/oder in einem gefrorenen Deich dehnt sich das gefrorene Wasser infolge Temperaturanstiegs aus.

Die Abb. 5.5 zeigt den thermischen Eisdruck bei einem Temperaturanstieg von 2 bis 10 °C je Stunde bei verschiedenen Ausgangstemperaturen, ausgehend bei -5 °C.

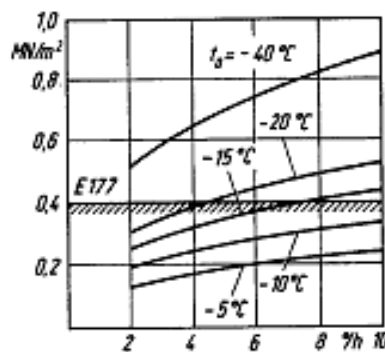


Abb. 5.5 Thermischer Eisdruck (MN/m^2) in Abhängigkeit von Ausgangstemperatur t_0 ($^{\circ}\text{C}$) und Temperaturanstieg ($^{\circ}\text{C/h}$) (HAGER, 2001)

Es herrschen dann Druckspannungen zwischen 0,13 und 0,90 MN/m^2 . Auch KORZHAVIN (1962) empfahl dabei Werte von 0,05 bis 0,30 MN/m^2 für nicht starre Bauwerke und 0,60 MN/m^2 für starre senkrechte Einfassungen. Nach den Empfehlungen E 177 nach EAU (2005) werden für den Küstenbereich aber als obere Grenze des thermischen Eisdrucks 0,4 MN/m^2 vorgeschlagen. Im Binnenbereich ist in der Empfehlung E 205 der EAU (2005) nur ein Wert von 0,2 MN/m^2 angesetzt und zwar für mäßige Temperaturen.

LATTERMANN (2005) gibt zur Berechnung der durch Erwärmung des Eises erzeugten Linienlast folgende Formel an:

$$F_{\text{therm}} = 9 \cdot h_E \cdot (T_0 + 1) \cdot \sqrt[3]{\frac{T_0}{t_E} \cdot (T_0 + 1)^2} \quad (\text{kN/m}) \quad (5.13)$$

mit:

T_0 = gemittelte Anfangstemperatur des Eises ($^{\circ}\text{C}$)

t_E = Zeit in Stunden, in der sich das Eis erwärmt (h)

h_E = Dicke des Eises (m)

Nimmt man eine $h_E = 0,5$ m dicke Eisdecke an, die sich von -4 °C auf 0 °C in einer Stunde erwärmt, dann ergibt sich eine Belastung von 104 kN/m. Erfolgt die Erwärmung innerhalb von 4 Stunden, beträgt die Linienlast ca. 66 kN/m (LATTERMANN, 2005).

CARSTENSEN (2008) setzt sich ebenfalls mit dem thermischen Eisdruck auseinander. Er führt die EAU (2005) an und gibt den maximalen thermischen Eisdruck mit 200 kN/m² für Gewässer im Binnenbereich an, mit zu erwartenden Eisdicken von 30 cm und mäßigen Temperaturen, bzw. den stündlich zu erwartenden Temperaturveränderungen.

Die DIN 19704-1 (1998) empfiehlt, für Binnengebiete bei Eisdicken von 30 cm bis 50 cm bei einer Erwärmung eine Flächenlast von 150 kN/m² zu berücksichtigen.

Der thermische Eisdruck kann dann für einen Deich, der infolge Eishochwasser eingestaut ist, von Bedeutung sein. Hier kann durch einen plötzlichen Temperaturanstieg ein enormer Druck auf die Außenböschung des Deiches lasten, welches zu Stabilitätsproblemen führen könnte.

Die zweite angeführte Möglichkeit besteht, wenn ein Deich infolge eingedrungenen Wassers gefroren ist und sich dieses Eis dann durch einen Temperaturanstieg ausdehnt. Zur Erläuterung bedarf es einiger Vorüberlegungen.

Beim thermischen Eisdruck handelt es sich nach JESSBERGER & JAGOW-KLAFF (2001) um einen Gefrierprozess mit einer Volumenvergrößerung des Porenwassers (Kristallisationsdruck) von bis zu 9 %.

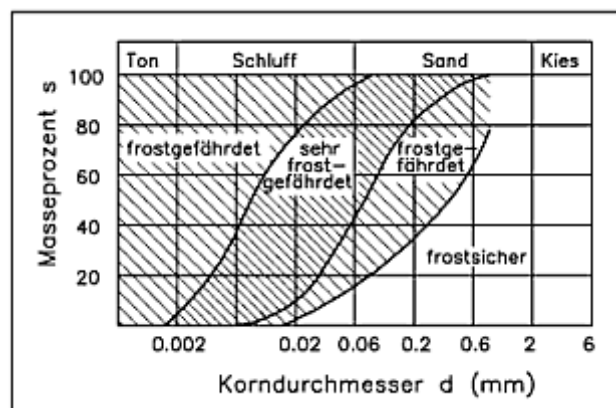


Abb. 5.6 Frostgefährdete Bodenarten in Abhängigkeit von Korndurchmesser und Anteil am jeweiligen Boden (KOLYMBAS, 2007)

Bei frostempfindlichen Böden (siehe Abb. 5.6) wird zudem infolge des an der Gefrierfront entstehenden Unterdruckes zusätzlich Wasser in den gefrierenden Bereich transportiert, und durch die sich vermehrt bildenden Eislinsen und die Volumenvergrößerung können Frosthebungen entstehen.

Sind diese Böden wassergesättigt, so können nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010) Gefrierdrücke bei $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ von 13 kN/m^2 und bei $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ von ca. 200 kN/m^2 entstehen. Die entscheidende Rolle spielt der beim Wachsen der Eiskristalle entstehende Kristallisationsdruck. Dieser kann sich auch in Böden auswirken, die nur teilweise mit Wasser gesättigt sind. Der Kristallisationsdruck beträgt bei $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ lediglich $0,13\text{ kN/m}^2$, was jedoch ausreicht, eine Bodenschicht von mehreren Metern Mächtigkeit anzuheben.

Die Größe der Frosthebungen wird dabei hauptsächlich von folgenden Faktoren bestimmt:

- Bodeneigenschaften,
- Kornverteilung, spezifische Oberfläche, Tonmineralogie,
- Möglichkeit des Wassernachschubs,
- Wärmeentzugsrate und
- Auflast (JESSBERGER & JAGOW-KLAFF, 2001).

Die einzelnen Frosthebungsdrücke sind aus der Tab. 5.2 zu ersehen:

Tab. 5.2 Frosthebungsdrücke (JESSBERGER & JAGOW-KLAFF, 2001)

Bodenart	Δp in kN/m^2
grober Sand	0
Mittel- bis Feinsand oder grober schluffiger Sand	0 bis 7,5
Mittelstand mit geringem Anteil $< 0,006\text{ mm}$	7,5 bis 15,0
Feinschluff	15,0 bis 50,0
schluffiger Ton	50,0 bis 200,0
Ton	größer als 200,0

Bei groben, nicht frostempfindlichen Böden kann in der Regel davon ausgegangen werden, dass bei einer Volumenvergrößerung des gefrierenden Bodenwassers noch nicht gefrorenes Wasser verdrängt wird und abfließt, so dass keine Frosthebungen auftreten.

Nach CARSTENSEN (2008) besteht ebenfalls infolge extrem niedriger Lufttemperaturen die Möglichkeit, dass die Eisbildung bis in die Deckschicht und den darunter befindlichen Filter, sowie in den Boden vordringt. Es ergeben sich dann infolge von Wasserspiegeländerungen Streckenlasten des an- und eingefrorenen Eises. Kommt es beispielsweise zu einer Tauperiode, können bei einsetzendem Eisgang und erhöhten Wasserständen Eismassive mit angefrorenem Deckschichtmaterial durch den vorhandenen Auftrieb aufschwimmen und mitgerissen werden. Ebenso können Deckschichtteile mit dem angefrorenen, dahinter befindlichen Untermaterial bei einer Absenkung des Wasserspiegels insgesamt herausgerissen werden.

Ob und wie viel Material gegebenenfalls aus einem Deich herausgerissen werden könnte, hängt von der Frosteindringtiefe und diese wiederum von der Bodenfeuchte, also dem Wassersättigungsgrad, ab.

5.1.4 Gefährdung von Wasserbauwerken und Wasserfahrzeugen durch Eis

Eine weitere Gefährdung durch Eisversetzungen ist für die Staustufe Geesthacht gegeben. Nach WSA LAUENBURG (2009) ist in Wintern mit starker Wasserführung der Eisabgang durch den Flutstrom im Tidebereich behindert. Es kommt zu einem Eisstand im Tidebereich bei ständiger und weiterer Schollenzuführung aus dem Oberwasser. Es können sich schwere Eisversetzungen unterhalb des Wehres bilden. Das nachlaufende Eis sammelt sich in den Kolken direkt unterhalb des Wehres. Diese schweren Eisversetzungen können die Betriebsbereitschaft der hydraulisch gesteuerten Sektoren erheblich beeinträchtigen. Kann die Eisversetzung unterhalb des Wehres nicht rechtzeitig beseitigt oder in der Ausdehnung erheblich reduziert werden, wachsen die Eismassen über das Wehr ins Oberwasser. Die Sektoren senken sich in Tiefstlage ab, und das Wehr ist nicht mehr steuerbar, ergo der Stau nicht mehr beeinflussbar. Es entstehen feste Eisbarrieren zwischen den Pfeilern, wodurch der Wasserspiegel im Oberwasser erheblich ansteigt. Wie groß die Eisversetzungen werden können, zeigt folgende Aufnahme eines Eisbrechereinsatzes unterhalb des Wehres Geesthacht (siehe Abb. 5.7).

Beseitigung einer schweren Eisversetzung unterhalb des Wehres Geesthacht (1993)



Abb. 5.7 Eisbrechereinsatz 1993 am Wehr Geesthacht (WSA LAUENBURG, 2009)

Auch Festmachevorrichtungen für Schiffe sind durch Eis gefährdet, wie Abb. 5.8 zeigt.



Abb. 5.8 Festmachevorrichtungen für Schiffe an der Schleusenanlage in Hohensaaten im Januar 1982 (Foto: Trömel)

Neben Wehreinrichtungen, Schleusenammern und Festmachevorrichtungen sind ebenfalls Wasserfahrzeuge durch Eis gefährdet. Die Abb. 5.9 zeigt eine Gierseilfähre auf der Warthe, die durch Eisschollen gefährdet ist. Bei stärkerem Eistreiben oder Eisgang besteht sogar die Möglichkeit, dass die Eisschollen die Fähre abreißen können.



Abb. 5.9 Gierseilfähre auf der Warthe (Datum unbekannt) (Foto: Martin (WARTA, 2011))

Eislasten können im Wasserbau auch an weiteren Bauwerken und Konstruktionen vorkommen:

- Eisabweiser an Brücken,
- Spundwände in Hafenbereichen,
- Buhnen und Längswerke.

Die Aufzählung ist nicht vollständig. Es soll lediglich aufgezeigt werden, dass durch Eis und speziell Eishochwasser weitere Bauwerke und Konstruktionen durch Eis gefährdet sein können.

5.2 Gefährdung der Deiche durch Eishochwasser

Die bisherigen Ausführungen ergaben, dass sich Eisversetzungen an den unterschiedlichsten Stellen im Fluss, wie an Untiefen, Sandbänken, Engstellen etc. bilden können. Dadurch kann es zu plötzlichen, nicht berechenbaren Wasseranstiegen kommen. Diese Wasseranstiege können teilweise über 2 Meter innerhalb von 1-2 Tagen betragen. Ebenso kann es bei einem Eisaufbruch durch Eisbrecher zu einer plötzlichen schnellen Senkung des Wasserspiegels, ebenfalls um mehr als 2 Meter, kommen. Beide Situationen stellen bei einem entsprechenden Wasserstand eine enorme Belastung der Deiche dar.

Weiterhin stellen anschwimmende Eisschollen durch die Wucht ihres Aufpralls und durch rotierende Bewegungen eine Gefahr für Deiche dar. Daher wird in dieser Abhandlung ein Schwerpunkt auf die Gefährdung der Deiche durch Eishochwasser gelegt.

Seit mehreren hundert Jahren schützen eine Vielzahl in ihrer Konstruktion und Zweck unterschiedlicher Deiche die Menschen und das Land an Oder und Elbe vor den verschiedenen Formen von Hochwassern, also auch Eishochwassern.

Dennoch oder gerade durch die unterschiedliche Art der Deiche kam es immer wieder zu Überströmungen, Gefährdungen der Deiche oder sogar zu Deichbrüchen.

Welche Kraft aber durch Eisschollen auf Deiche ausgeübt werden kann, soll Abb. 5.10 von einem Elbdeich zeigen.



Abb. 5.10 Deichschäden durch Eisschollen infolge Eisgangs im Januar 2003, (Foto: Simon (IKSE, 2005))

Eisschollen können beim Eisgang durch ihre Schäl- und Rammkraft Schäden großen Ausmaßes an Deichen, Ufern und Bauwerken an und im Fluss verursachen. Abb. 5.10 zeigt eine größere Rasenschälung, welche die Gefährdung der Standsicherheit zur Folge haben kann. Beim Hochwasser im Januar 2003 kam es durch die hohe Fließgeschwindigkeit unterhalb der Mündung der Havel in die Elbe in zahlreichen Krümmungen infolge von Eisschälungen, zu bedeutenden Schäden an der Deichaußenböschung mit massivem Volumenverlust im Deichkörper (IKSE, 2005).

Auf die oben kurz beschriebene Gefährdung der Deichaußenböschungen durch Eishochwasser wird noch konkret in Kapitel 5.2.4.5.2 eingegangen werden.

Es stellt sich jetzt die Frage, ob es überhaupt einen „sicheren“ oder „idealen“ Deich gibt.

In diesem Zusammenhang wurden bereits eine Vielzahl von Abhandlungen geschrieben u.a. von DAVIDENKOFF (1964), KORTENHAUS (2002), und in jüngster Zeit von MÜLLER (2007), HASELSTEINER (2007) und STEUERNAGEL (2008). Sie gehen teilweise sehr detailliert auf die Durchsickerung bei Hochwasser, auf lang einstauendes Hochwasser, Durchfeuchtung, Sickerströmung, Standsicherheit, Bewuchs und Bepflanzung, Aufbau von Deichen, Gefährdung durch Wühltiere etc. ein. In dieser Abhandlung wird daher auf diese Bereiche nur noch insofern eingegangen, wie sie für die Gefährdung durch Eishochwasser von Bedeutung sind.

5.2.1 Geschichte der Deiche und heutige Rechtslage

An der Oder errichteten bereits im 13. Jahrhundert Mönche des Klosters Neuzelle zusammen mit ihren Untertanen an der Oder und der Lausitzer Neiße einen Deich zum Schutz ihrer Niederung vor den alljährlichen Hochwassern. Neben der Neuzeller Niederung bekam das Kloster auch noch die Ziltendorfer Niederung in Besitz und errichtete auch hier Deiche.

Zu Beginn des 16. Jahrhunderts ließ Joachim I. Nestor, Kurfürst von Brandenburg, auf dem linken Oderufer von Lebus bis Küstrin einen Deich errichten. Nach seinem Tode im Jahre 1535 verpflichteten sich vier Jahre später seine Nachfahren durch Vertrag zur Deicherhaltung und Deichausbesserung (SPIEGELBERG, 2001).

Am 23. Juni 1717 setzte König Friedrich Wilhelm I. die erste Deichordnung in Kraft. Es handelte sich hier um die „Teich- und Uferordnung für die Lebusische Niederung an der Oder“ von Martin Friedrich Creutz (HAHN-WEIßHAUPT & TRÖMEL, 2003). Diese Ordnung bildete die Arbeitsgrundlage für den gleichzeitig gegründeten Deichverband des Oderbruches. Creutz errichtete auch den ersten durchgehenden Deich von Lebus bis Zellin, wodurch das obere Oderbruch hochwasserfrei wurde. Dadurch waren aber die Probleme der Hochwasser für das gesamte Oderbruch noch nicht gelöst. Simon Leonhard von Haerlem bekam 1736 den Auftrag von Friedrich Wilhelm I., eine Lösung für das Hochwasserproblem im gesamten Oderbruch zu erarbeiten. Als Wasserbauexperte erkannte er die Ursache der auf Rückstau beruhenden Überflutung. Bisher glaubte man, dass dicht am Fluss stehende Deiche dem abfließenden Regen beträchtlichen Widerstand entgegensetzen würden und durch intensive Bepflanzung mit Gehölzen unterschiedlicher Größe die Standfestigkeit der Deiche erhöht würde. Man stellte fest, dass die inzwischen gut gediehenen Bäume und Sträucher an diesen Stellen Eisbarrieren bildeten. Die nachfolgende Flut schob die Eisschollen über die Deichkronen. Dabei wurden die Bäume und Sträucher meist mit Wurzelballen ausgerissen, was potentielle Deichbrüche beschleunigte. Durch die erste Deichordnung von 1717 zog man die Konsequenzen.

Die wichtigsten Erkenntnisse lauteten:

- Deiche sind genügend weit vom Ufer entfernt zu bauen und müssen den bisher höchsten Wasserstand um mindestens 60 cm überragen.
- Deiche müssen zu beiden Seiten wesentlich verstärkt und so gestaltet werden, dass ihre Krone mindestens 3,75 m breit ist.
- Auf bzw. dicht an den Deichen dürfen weder Bäume noch Sträucher stehen.
- Im Fluss sind an allen Stellen, an denen sich der Strom bis auf maximal zehn Meter dem Ufer nähert, stabile und genügend große Buhnen zu errichten (SPIEGELBERG, 2001).

Ein Deich sah 1717 wie folgt aus:

1717

(konstruiert nach der „Teich- und Uferordnung für die Lebusische Niederung an der Oder“ von M. F. Creutz aus dem Jahre 1717; in Hahn-Weißhaupt u. Trömel 2003)

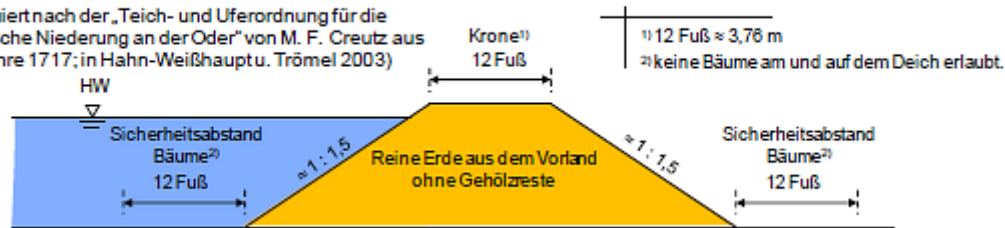


Abb. 5.11 Hochwasserschutzdeiche an Fließgewässern und ihre Durchsickerung (HASELSTEINER, 2007)

Unter der Leitung von Haerlems wurde von 1747 bis 1753 der Oderkanal von Güstebiese bis Hohenwutzen angelegt, und es erfolgte die Weiterführung der Eindeichung des linken Oderufers. Dadurch wurde das gesamte Oderbruch hochwasserfrei.

Am 23. Juni 1717 wurde der Deichverband für das obere Oderbruch und am 23. Januar 1769 der Deichverband für das Niederoderbruch gegründet.

Eine erste Deichordnung aus dem brandenburgischen Staat ist aber bereits aus dem Jahre 1476 bekannt (KANOWSKI, 2004).

Als Otto von Bismarck 1846 sein Amt als Deichhauptmann antrat, galt eine Deichordnung von 1721, die durch eine Zirkularverordnung vom 10.11.1798 letztmalig modifiziert worden war. Sie legten u.a. fest, dass die Deichanlieger und Siedler für die Deichunterhaltung und gegebenenfalls Deichverstärkungen zuständig waren nach dem Grundsatz: „Wer nicht will deichen, der muss weichen!“ (KANOWSKI, 2004).

Im preußischen Deichamtsgesetz wurden die Deichverbände erstmals 1860 rechtlich verankert (SCHMIDT, 2000).

Bis zum 1.10.1940 gab es mehrere Deichverbände an der Oder. Zu diesem Zeitpunkt vereinen sich alle Deich- und Unterdeichverbände durch eine Verfügung des Regierungspräsidenten in Frankfurt (Oder) zum Deichverband Oderbruch.

Am 31.12.1952 wurde durch die Regierung der DDR der Deichverband Oderbruch wieder aufgelöst. Jetzt waren für die Gewässer- und Deichunterhaltung der VEB (Z) Wasserwirtschaft, die Wasserwirtschaftsdirektion, die staatlichen Meliorationsbetriebe und die -genossenschaften zuständig.

Nach der Wiedervereinigung wurde am 27.6.1991 der Wasser- und Bodenverband Oderbruch gegründet, dessen Namen sich am 18.12.1996 in Gewässer- und Deichverband Oderbruch änderte. Sein Gebiet reicht von Frankfurt an der Oder bis nach Hohensaaten.

Die Geschichte der Deiche an der Elbe verläuft dagegen etwas anders.

Albrecht der Bär (1134 - 1184), 1134 mit dem nördlichen Teil Sachsens belehnt, holte holländische Kolonisten ins Land. Diese legten um ihre Siedlungen Ringdeiche, die dann

nach und nach miteinander verbunden wurden und so erste zusammenhängende Deichabschnitte entstanden.

An der Elbe waren bei den dortigen „Deichen“ die ältesten Verwallungen nur 1 bis 2 Meter höher als die Umgebung. Bei Deichbauarbeiten am wendländischen Elbufer konnten 1979 Profile der Altdeiche gewonnen werden. Die älteste Verwallung zeigte noch ein abgerundetes Profil, während alle folgenden Erhöhungen bereits klare Trapezprofile hatten, was nach FUHRBÖTER (1981) als Zeichen fachgerechter Planung anzusehen ist. Eine absolute Datierung der einzelnen Überlagerungshorizonte war leider nicht möglich, da die beigemischten humosen Bestandteile hierfür nicht ausreichten.

Die Anfänge des Deichbaus werden im Bereich des Hannoverschen Wendlandes in die Zeit des 12. Jahrhunderts datiert, wobei vermutlich Holländer und Friesen maßgeblich beteiligt waren (PUFFAHRT, 1977).

Die heutigen Deichlinien sind teilweise mehrere hundert Jahre alt. Die Kurhannoversche Landesaufnahme von 1776, welche die Elbtalaue zwischen Schnackenburg und Geesthacht (Elbe-km 475 bis 583) umfasst, dokumentiert im Bereich des Neuhauser Deich- und Unterhaltungsverbandes eine zusammenhängende Deichlinie, die sich bis auf drei Deichbruchstellen mit der heutigen Linienführung deckt (BREG LÜNEBURG, 1995).

In Niedersachsen bildeten sich im 15. Jahrhundert erste Deichverbände als Selbsthilfegemeinschaften, da die Obrigkeit dem Hochwasserschutz nicht immer die notwendige Aufmerksamkeit schenkte. Diese Deichverbände gibt es bis jetzt. In Niedersachsen sind das insgesamt sieben Deichverbände. Nach dem Niedersächsischen Deichgesetz (NDG) vom 23. Februar 2004 (Nds. GVBl. Nr. 6/2004, S. 83), zuletzt geändert durch Art. 10 des Gesetzes vom 13.10.2011 (Nds. GVBl. Nr. 24/2011, S.353) sind die Eigentümer aller im Schutz der Deiche und Sperrwerke gelegenen Grundstücke (geschütztes Gebiet) zur gemeinsamen Deicherhaltung verpflichtet. Sie sind Mitglieder der Deichverbände (NLWKN, 2005). Das Deichwesen ist damit nach wie vor eine Selbstverwaltungsaufgabe der Deichverbände. In anderen Bundesländern hat der Staat den Deichverbänden die unmittelbare Verantwortung für die Gewährleistung der Deichsicherheit abgenommen. Niedersachsen ist diesen Weg nicht gegangen. Die Selbstverwaltung hat sich an allen Flusseinzugsgebieten bewährt. Auf diese Weise können die Verantwortlichkeiten auf die jeweils regional bestehenden Besonderheiten der Deichstrecken besser abgestimmt werden (MÜLLER, 2005).

Im Gegensatz zu Niedersachsen gibt es in den für diese Dissertation relevanten Ländern Sachsen-Anhalt, Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern keine eigenen Deichgesetze. Dort sind entsprechende Vorschriften in den jeweiligen Landeswassergesetzen enthalten.

Im Land Sachsen-Anhalt hat der Landesbetrieb für Hochwasserschutz (LHW) seit seiner Gründung am 1.1.2002 die Verantwortung für die Sicherheit und Funktionsfähigkeit der in der Anlage 3 (Verzeichnis der Deiche) zum Wassergesetz für das Land Sachsen-Anhalt aufgeführten Gewässer und Deiche (einschließlich Bauwerke) zugewiesen bekommen.

Gesetzliche Grundlage bildet der § 94 des Wassergesetzes für das Landes-Sachsen-Anhalt (WG LSA) vom 16.3.2011. Als Aufgaben sind hier der Ausbau und die Unterhaltung der Deiche und die Deichschau für insgesamt 1.343 km Deichanlagen aufgeführt (LHW, 2001).

Das Land Brandenburg hat die Zuständigkeit für die Deichbaumaßnahmen sowie der ordnungsgemäße Unterhaltung dem Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz (LUGV) übertragen. An der Oder unterhält das Land Brandenburg Deiche in einer Länge von 315 km (Haupt-, Winter-, Sommer-, Polder-, Quer- und Kanaldeiche) und an der Elbe in einer Länge von 138 km. Ende 1990 waren von den Oderdeichen ca. 90 % saniert. Die Hauptoderdeiche haben dabei ein Schutzziel mit einem Bemessungswasserstand von HW200 +1 Meter Freibord (MUGV, 2010).

Zum Vergleich dazu hatte das Oderhochwasser von 1997 am Pegel Eisenhüttenstadt ein Wiederkehrintervall von 150 Jahren (IKSO, 1999). Die Deiche liegen also mit HW200 +1 Meter Freibord noch weit über dem Hochwasserereignis von 1997.

Aus dem Niedersächsischen Deichgesetz (NDG, 2004) geht weiter hervor, dass nach § 19 ein Deichbuch zu führen ist. Daraus ist der Lageplan, Längsschnitt, Querschnitt des Deiches, sowie Angaben über Sicherungs- und Schutzbauwerke, besondere Bauwerke, Deichverteidigungswege, Eigentum, genehmigte Benutzungen, Rechte und Verpflichtungen Dritter ersichtlich. Es ist dort ebenfalls angegeben, ob es eine zweite Deichlinie gibt und es sind die Prüfungsprotokolle über die Deichabmessungen enthalten. Hieraus ergibt sich, ob die einzelnen Deiche oder Deichabschnitte bereits nach den neuesten Vorschriften gebaut oder instand gesetzt sind.

Das Land Baden-Württemberg hat die Regelung zur Führung eines Deichbuches sehr gut gelöst (siehe Tab. 5.3). Nach LUBW (2007) sind für Flussdeiche und die dazu gehörenden Hochwasserschutzanlagen in der Regel durch den Träger der Bau- und Unterhaltungslast die Funktionstüchtigkeit zu gewährleisten und die Betriebssicherheit zu überwachen. Wie für andere

sicherheitsrelevante Ingenieurbauwerke sollen hierzu alle einen Deich betreffenden Unterlagen (Bestandsunterlagen) geordnet und griffbereit zur Verfügung stehen. In der DIN 19712:1997-11 wird diese Zusammenstellung als Deichbuch bezeichnet. In diesem sowohl analog als auch digital zu führenden Deichbuch sind wichtige Hinweise u.a. auf hydrologische und hydraulische Gegebenheiten, auf Pegelhaupt- und Pegeldauerzahlen, Wasserspiegellängsschnitte, historische Hochwasserereignisse und Hochwassermarken enthalten, bei Letzterem sogar, ob Fotos vorhanden sind. Diese Angaben können für die Bemessung von Deichen, für Hochwasserschutzmaßnahmen und für Maßnahmen bei einer Deichverteidigung von Nutzen sein. Als Beispiel soll hier nur ein kurzer Hinweis auf vergangene Hochwasserereignisse, auch mit Eisgang, angeführt werden:

Tab. 5.3 Deichbuch mit Hinweis auf vergangene Hochwasserereignisse, hier der Fluss Kinzig (LUBW, 2007)

Datum	Jahr	Seite		Ereignisart	Fotos (x= vorhanden)
		rechts	links		
01. Jan	1828	x	x	Diverse Überschwemmungen (Akten im Zuge der Verwaltungsreform im Landesarchiv bzw. RP Freiburg)	x
24. Jan	1851	x	x	4 Deichbruchstellen (Akten im Zuge der Verwaltungsreform im Landesarchiv bzw. RP Freiburg)	x
30. Jan	1862	x	x	Mehrere Deichbrüche, Kehl-Neumühl bis Mündung	x
28. Dez.	1882	x	x	Mehrere Deichbrüche Kehl-Neumühl bis Mündung	x
	1893	x	x	Bühl, Eisgang	x
08. Mrz	1896	x	x	Deichbruch Bühl, Beschädigung der Kinzigbrücke Offenburg (B3/B33)	x
24. Dez	1919	x	x	Überschwemmungen, Deichbruch bei OG-Weier	x
04. Jan	1932	x	x	Bahndamm unterspült bei Kehl-Kork	
Mai	1939	x	x	Starke Schäden durch vorausgegangenen, starken Eisgang	x
	1940	x	x	Mittleres Hochwasser, starker Eisgang	x
30. Apr	1947	x	x	Deichbruch bei Legelshurst	x
Dezember	1948	x	x	Deichbruch Bühl, Beschädigung der Kinzigbrücke Offenburg (B3/B33)	x
20. Jan.	1951	x	x	Überschwemmungen Willstätt	
11. Nov	1952	x	x	Überschwemmungen Bühl, Willstätt	x

5.2.2 Der Begriff „Deich“ und die verschiedenen Deichformen

Nach dem Merkblatt 210/1986 des DVWK (1986) sind Flusssdeiche Dämme aus Erdbaustoffen an Fließgewässern zum Schutz des Hinterlandes gegen Hochwasser.

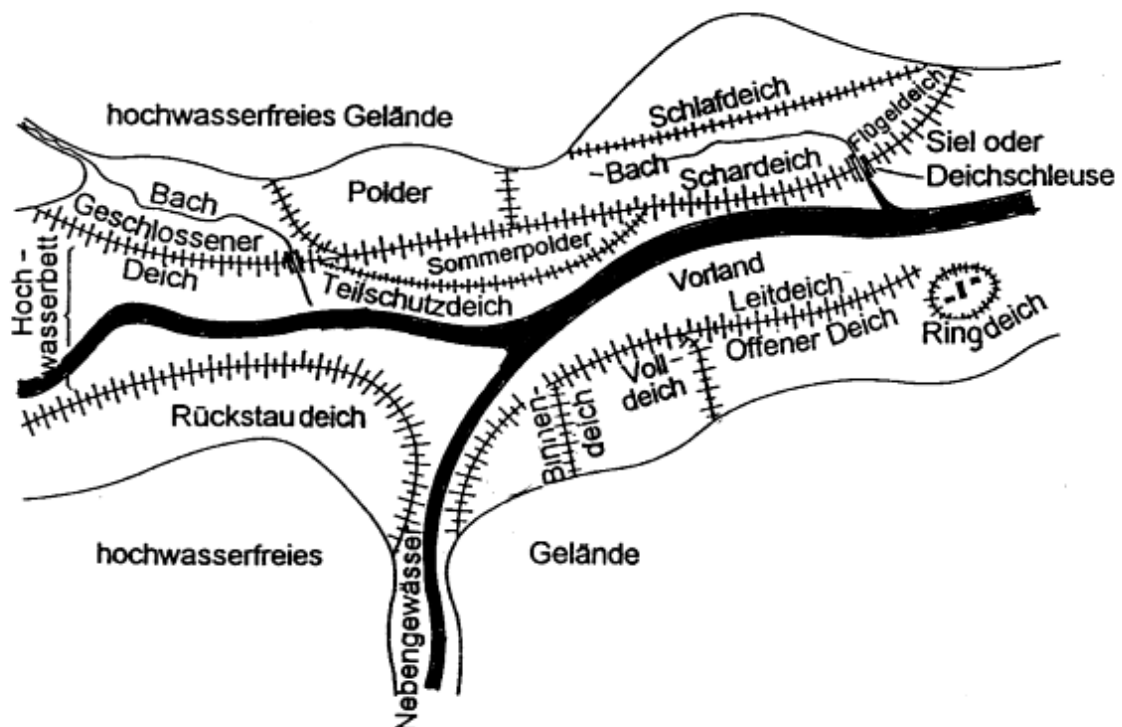


Abb. 5.12 Verschiedene Deicharten an einem Fließgewässer (DVWK, 1986)

In Abhängigkeit von ihrer Funktion werden nach DVWK (1986) folgende Deicharten unterschieden (siehe Abb. 5.12):

Voll-, Bann- oder Hauptdeiche sind für große, selten Hochwasser bemessen. Bei extremem Hochwasser werden jedoch auch sie überstaut.

Teilschutzdeiche werden für kleine und mittlere, jedoch häufiger auftretende Hochwasser konzipiert und schützen in der Regel landwirtschaftliche Nutzflächen.

Geschlossene Deiche sind ober- und unterstrom an hochliegendes Gelände angeschlossen.

Offene Deiche schließen oberstrom an hochliegendes Gelände an und werden unterstrom landseitig eingestaut.

Ringdeiche umschließen das zu schützende Gebiet vollständig.

Flügeldeiche verbinden gewässerbegleitende Deichstrecken mit hochliegendem Gelände.

Leitdeiche geben dem Hochwasserabfluss die gewünschte Richtung.

Schardeiche schließen unmittelbar an das Flussufer, ohne Vorlandabschnitt, an.

Rückstauedeiche beginnen am Deich des Hauptgewässers und begleiten einmündende Nebengewässer so weit, dass durch Rückstau keine Überflutung des zu schützenden Gebietes eintreten kann.

Qualmdeiche umschließen von Durchsickerung gefährdete Strecken.

Schlafdeiche dienen als zweite Deichverteidigungslinie.

Binnendeiche unterteilen das zu schützende Gebiet, um bei Überflutung die Schäden räumlich zu begrenzen.

Notdeiche werden in akuten Gefährdungssituationen mit einfachen Mitteln errichtet.

Hochwasserschutzwände ersetzen Deiche in Bereichen akuten Platzmangels.

5.2.3 Anforderungen an Deiche und Deichstrukturen

Entscheidend für den direkten Hochwasserschutz ist aber der unmittelbar an dem Fluss gelegene Leit- oder Hochwasserschutzdeich, laut DVWK (1986) auch Voll-, Bann- oder Hauptdeich genannt, der wie folgt aussehen soll:

1997

(nach DIN 19712/1997)¹⁾

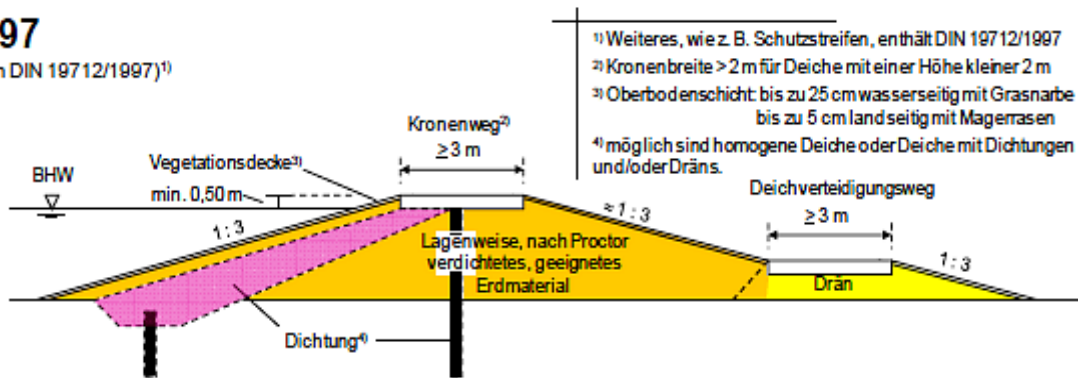


Abb. 5.13 Hochwasserschutzdeich nach DIN 19712 (1997) (HASELSTEINER, 2007)

Nach den Allgemein anerkannten Regeln der Technik sieht dann der Deich folgendermaßen aus:

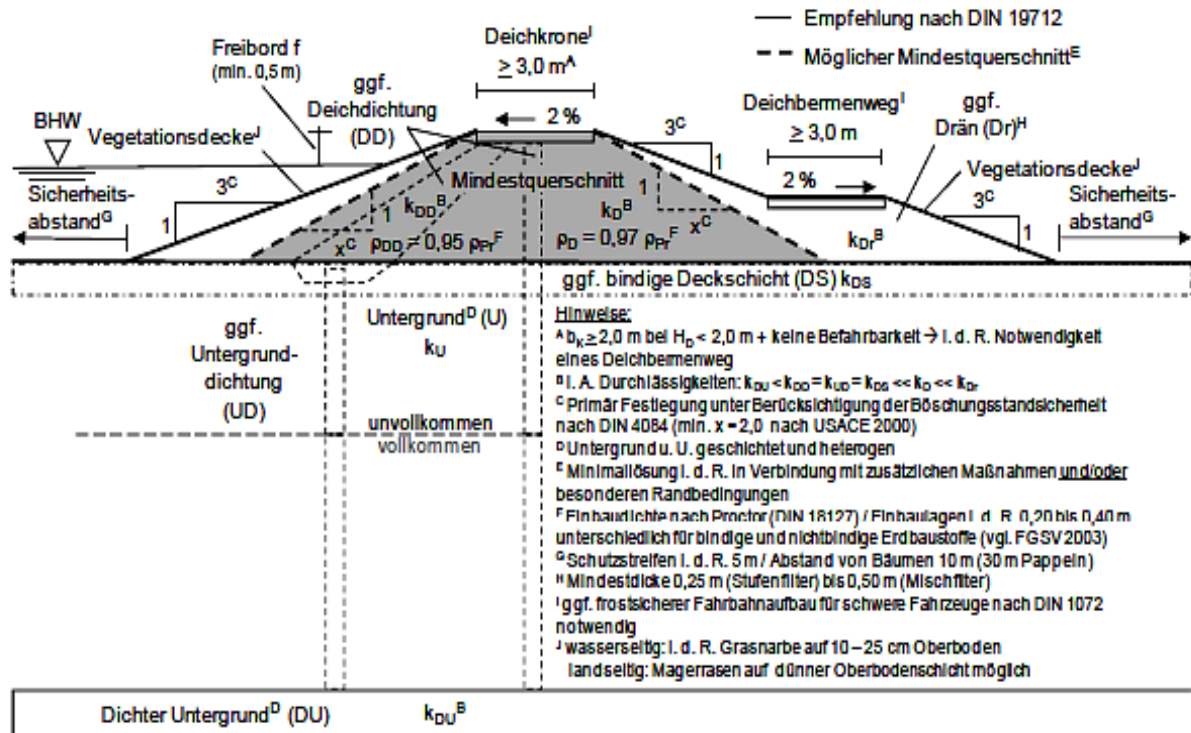


Abb. 5.14 Hochwasserschutzdeich nach den Allgemein anerkannten Regeln der Technik (HASELSTEINER, 2007)

Aber die Deiche sahen nicht immer so aus wie nach den heute gültigen Normen, Merkblättern und Allgemein anerkannten Regeln der Technik. An der Oder sahen historisch gewachsene Deiche wie folgt aus:

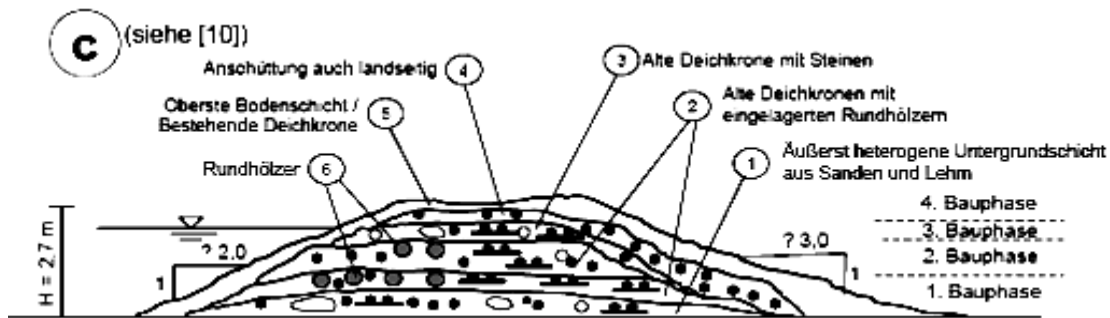


Abb. 5.15 Skizziertes Beispiel eines „historisch gewachsenen“ Deiches an der Oder (HASELSTEINER, 2007) (siehe auch Abb. 5.11 Oderdeich von 1717)

Wie aus der Abb. 5.15 zu ersehen ist, ist der Deich nicht auf einmal errichtet worden, sondern er ist im Laufe der Zeit immer wieder erweitert und erhöht worden, um ihn den Hochwasserereignissen anzupassen. Dieser Deich kann als inhomogen bezeichnet werden.

Grundsätzlich können drei Typen von Deichen unterschieden werden, wobei neben den Anforderungen an Deiche auch deren Strukturen eine wichtige Rolle spielen:

- a) homogener Deich mit überwiegend feinkörnigen bis gemischtkörnigen mineralischen Deichbaustoffen mit plastischen Eigenschaften; selten grobkörnige Deichbaustoffe als Stützkörper,
- b) 2-Zonen Deich mit überwiegend feinkörnigen bis gemischtkörnigen mineralischen Deichbaustoffen mit plastischen Eigenschaften als Stützkörper,
- c) 3-Zonen-Deich mit überwiegend feinkörnigem bis grobkörnigem Stützkörpern.

Auf die nähere Beschreibung und Skizzierung der einzelnen Deiche wird an dieser Stelle verzichtet. Sie können im Merkblatt DWA-M 507-1 (Deiche an Fließgewässern – Teil 1: Planung, Bau und Betrieb, Ausgabe Dezember 2011) nachgelesen werden.

5.2.4 Allgemeine Gefährdungsarten von Deichen und solche durch Eishochwasser

5.2.4.1 Allgemeine Gefährdungsarten versus Gefährdungen durch Eishochwasser

Deiche sind in der Regel durch Hochwasser infolge Starkregens, lang anhaltendem Regen und Schneeschmelze gefährdet. Dabei bestehen vielfältige Möglichkeiten, die zu einem Bruch oder zu einer Gefährdung eines Deiches führen können wie Abb. 5.16 zeigt.

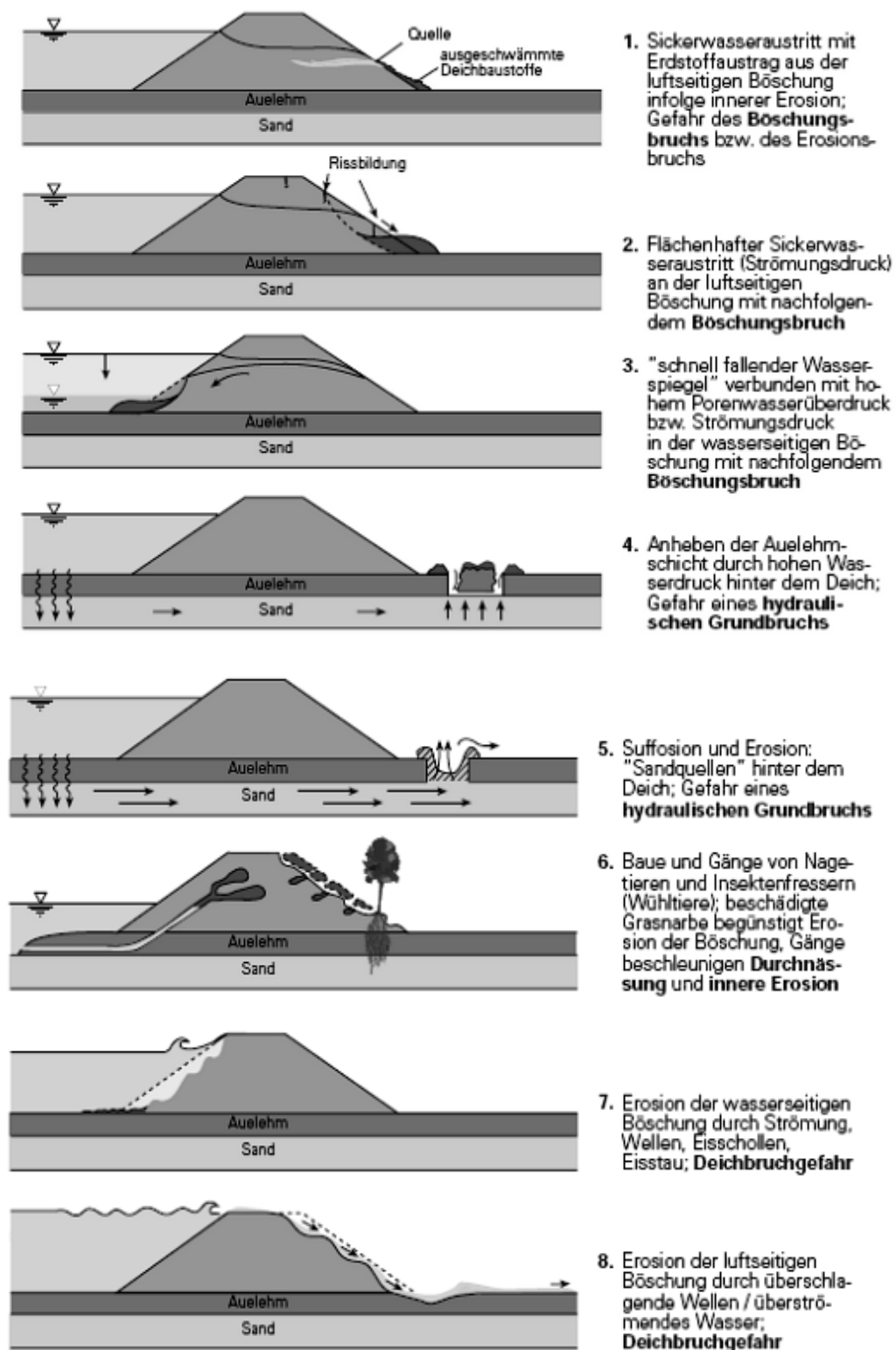


Abb. 5.16 Einwirkungen, Ursachen und Schäden bei Flussdeichbrüchen (BAYER, 2002)

Diese 8 Deichbruchmöglichkeiten sagen aber nichts über deren Häufigkeit aus. HEERTEN et al. (2008) haben eine Zusammenstellung von HEYER & HORLACHER (2007) aufgeführt,

welche die Gründe für das Versagen bei Deichbrüchen anlässlich des Hochwassers 2002 an Elbe und Mulde aufzeigen (siehe Abb. 5.17). Daraus geht hervor, dass zum Beispiel die äußere Erosion mit fast 60 % überproportional beteiligt war. Zur äußeren Erosion zählt u.a. die für Eishochwasser wichtige Versagenskategorie „Schälen durch Treibgut“.

Sichere Deiche – Versagenskategorien

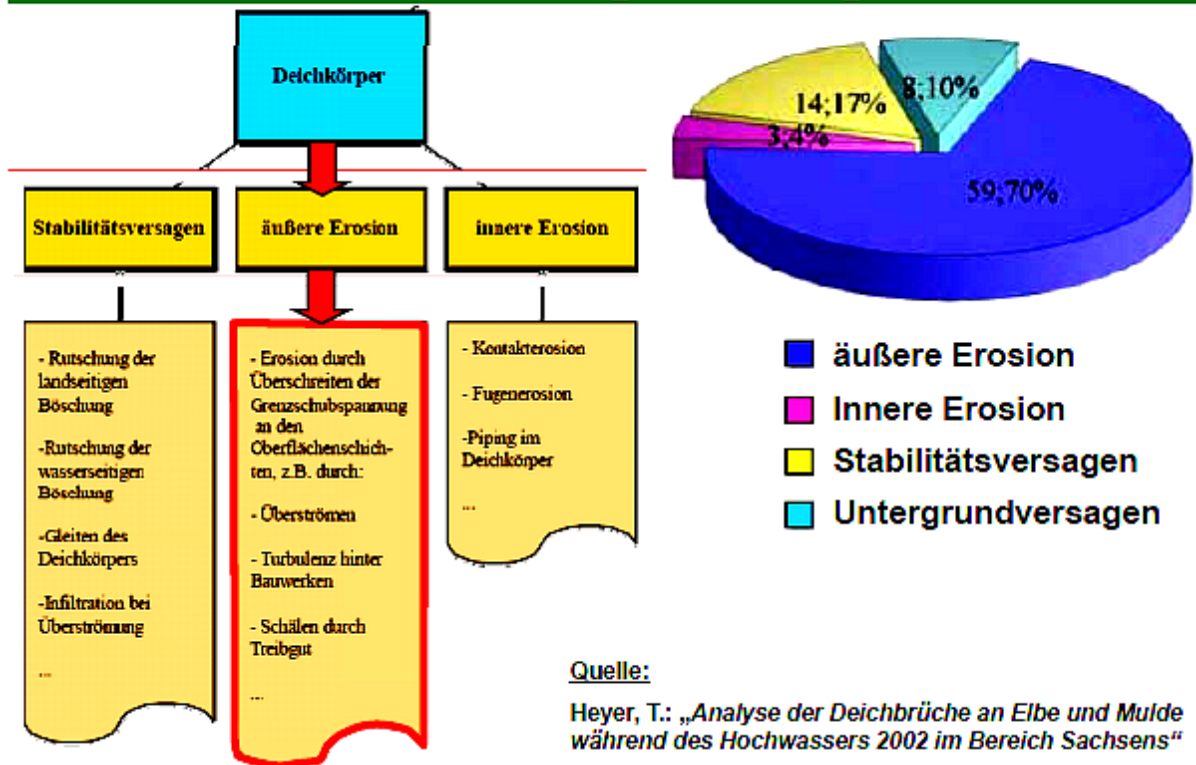


Abb. 5.17 Versagensmechanismen bei Deichen (HEERTEN et al., 2008)

Eine ausführliche Beschreibung der Versagensmechanismen mit Quellenangaben ist in KORTENHAUS & OUMERACI (2002) und KORTENHAUS (2002) zu finden, welche auch für Stromdeiche gelten.

Bei Eishochwassern könnten zwar theoretisch alle diese 8 Deichbruchmöglichkeiten vorkommen, aber in der Realität sind am ehesten die Deiche durch einen schnell fallenden Wasserspiegel, durch Überflutung und durch Beschädigung der Außenböschung durch Eisschollen gefährdet.

5.2.4.2 Gefährdung bei Eishochwasser durch einen schnell fallenden Wasserspiegel

Bei den allgemeinen Gefährdungsarten von Flussdeichen (siehe Abb. 5.16) sind auch Gefährdungsarten vorhanden, die durch ein Eishochwasser ausgelöst werden können. Eine solche Gefährdungsart ist die Nr. 3 in der Abb. 5.16, nämlich der schnell fallende Wasserspiegel.

Bei einem Eisaufbruch, z.B. durch Eisbrecher, kann es durch den schnell fallenden Wasserspiegel zu einem außergewöhnlichen Lastfall durch einen erhöhten Porenwasserüberdruck, bzw. Strömungsdruck auf der wasserseitigen Böschung im Deich kommen. Der Deich ist dann durch Böschungsbruch gefährdet (KÖHLER & ASAMI, 2002) und (MÜLLER, 2007). Wie aus der Abb. 4.58 (Wasserstandsganglinien am Pegel Neu-Darchau, Strom-km 536,4) ersichtlich ist, fiel vom 14.1. bis zum 16.1.1979 der Wasserstand infolge Eisaufbruchs von ca. 700 cm auf ca. 450 cm, also um 250 cm. In diesem Bereich befinden sich auf beiden Ufern Deiche. Der an der sogenannten „Radegaster Nase“ scharliegende Deichabschnitt war teilweise eingestaut. Hier hätte sich durch den schnell fallenden Wasserspiegel eine Gefährdung des Deiches ergeben können, wenn dieser Deich an dieser Stelle nicht bereits durch Rasengittersteine gesichert gewesen wäre. Diese dürften zwar nicht unmittelbar für den Fall des schnell sinkenden Wasserspiegels angebracht worden sein, sondern für auf den Deich aufprallende und den Deich verletzende Eisschollen. Dennoch stabilisieren sie den Deich auch gegen einen möglichen Böschungsbruch.

Wie kommt es aber zu einem plötzlichen fallenden Wasserspiegel?

Der Hauptgrund ist der Eisaufbruch durch Eisbrecher wie aus Abb. 4.55 ersichtlich ist. Ein weiteres Beispiel vom Eisaufbruch an der Oder aus dem Winter 2008/09 soll dies ebenfalls verdeutlichen. Abb. 5.18 zeigt die Wasserstandsganglinien bei diesem Eisaufbruch. Am 25.1.2009 erreichten die Eisbrecher Kietz (schwarze Linie). Durch den Eisaufbruch löste sich das Eis bis Frankfurt/Oder. Das bisher aufgestaute Wasser fiel plötzlich von 360 cm auf 210 cm, also um 150 cm (grüne Linie). Da in Frankfurt/Oder noch kein Hochwasser herrschte (Hochwassermeldestufe I bei 420 cm unter Eisbedingungen), bestand in diesem Fall noch keine Gefährdung der Deiche.

Wasserstandsganglinien der Oder, Westoder und Hohensaaten-Friedrichsthaler-Wasserstraße

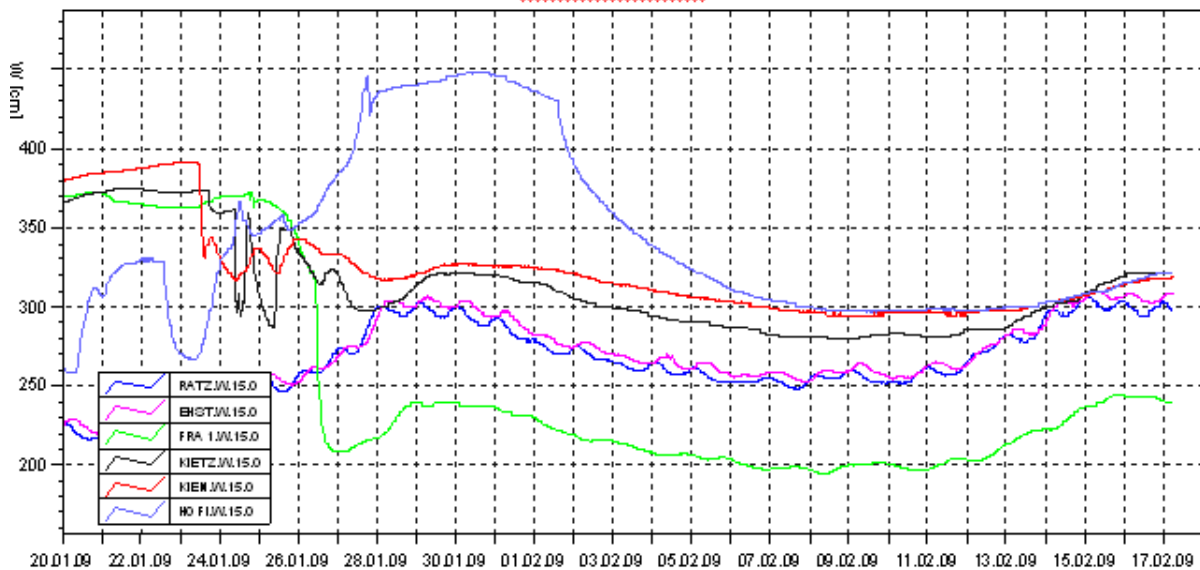


Abb. 5.18 Wasserstandsganglinien an der Oder im Winter 2008/09 (WSA EBERSWALDE)

5.2.4.3 Gefährdung durch Überströmen infolge Eishochwasser

Bei Hochwassern mit einem sehr hohen Hochwasserscheitel oder bei Eisversetzungen durch plötzlichen Wasserspiegelanstieg kann es vorkommen, dass die vorhandenen Deiche überströmt werden.

Hier muss unterschieden werden zwischen überströmbaren Deichen und solchen die infolge hoher Wasserstände überströmt werden.

PELIKAN (2005) beschreibt einen überströmbaren Flussdeich wie folgt:

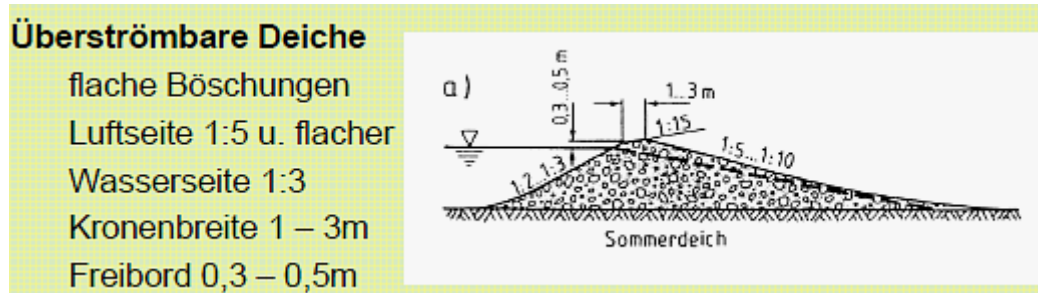


Abb. 5.19 Überströmbarer Flussdeich (PELIKAN, 2005)

Sie sind in der Regel von geringerer Höhe und sind zum Zwecke der Hochwasserabwehr so ausgestattet, dass sie planmäßig überströmt werden können. Hier sind besondere bautechnische Anforderungen an den Deich gestellt, da auch die luftseitige Oberfläche des Deiches gegen den Strömungsangriff des Wassers ausreichend gesichert werden muss.

Hierzu gibt es verschiedene Veröffentlichungen, die sich mit überströmten Deichen und Dämmen befassen, u.a. BIEBERSTEIN et al. (2004), KAROLUS (2007).

Von diesem überströmten Deich zu unterscheiden ist der Deich, der infolge eines Hochwassers, also auch Eishochwassers überströmt wird, bzw. werden kann.

Wie kann es zu einem Schaden an einem überströmten Deich kommen?

Hier kann es zu einer Erosion der Binnenböschung infolge Wellen- oder Wasserüberlauf kommen, wie aus Abb. 5.20 leicht erkennbar ist.

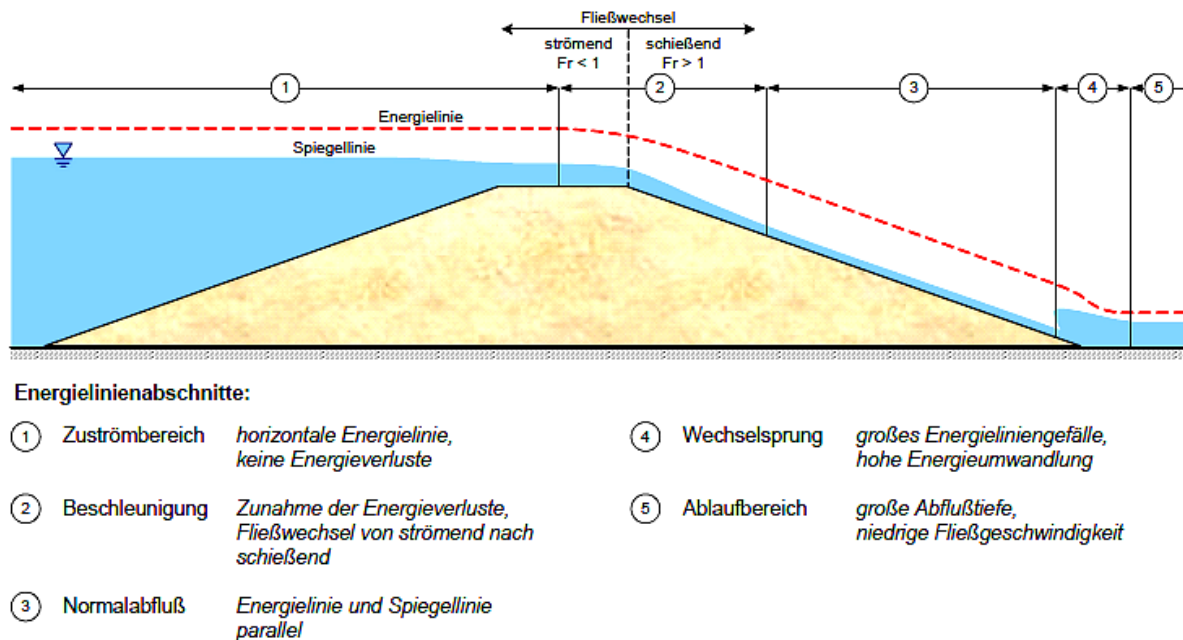


Abb. 5.20 Querschnitt eines überströmten Deiches mit Fließzuständen (STEUERNAGEL, 2008)

Die Abb. 5.20 zeigt die Energielinie. Es herrscht vor der Dammkrone eine geringe Anströmgeschwindigkeit. Dann findet ein Fließwechsel von strömenden zum schießenden Abfluss im Bereich der landseitigen Deichschulter statt und schließlich ein schießender Abfluss mit hoher Energieumwandlung und Lufteintrag im Bereich der Böschung mit einem schließenden Wechselsprung hinter dem Deichfuß (STEUERNAGEL, 2008).

An der Deichkrone treten hohe Strömungsgeschwindigkeiten auf, die abhängig von der Fließtiefe und dem Abfluss sind. Wird die Scherfestigkeit der obersten Gras- und Kleischicht überschritten, erfolgt eine rückschreitende Erosion der Binnenböschung nach der Formel von OHLE et al. (2006)

$$\eta = \frac{\text{vorhandene_Scherfestigkeit}}{\text{zulässige_Scherfestigkeit}} \geq 1 \quad (5.14)$$

Das heißt, dass das überlaufende Wasser die Kleiböschung aufraut und Klei- und Sandpartikel aus der Kleidecke herauslöst. Dies führt zu einer Schwächung der Grasnarbe infolge Erosion. Eine solche geschädigte Grasnarbe durch Überströmen zeigt Abb. 5.21.



Abb. 5.21 Geschädigte Grasnarbe durch Eis und Überströmen, Oderdeich im Winter 2003 (Foto: Ebert (LUA, 2003))

MERZ (2006) beschreibt für diesen Fall des mit Gras bewachsenen Flussdeiches den Versagensfall mit Hilfe eines Vergleichs von Erosionspotential und Erosionswiderstand. Das Erosionspotential wird durch den aktuellen Abfluss über die Deichkrone $Q_{\alpha}(t)$ repräsentiert. Der Erosionswiderstand ist der kritische Abfluss $Q_{crit}(t)$, bei dem es zur Erosion durch das überströmende Wasser und infolgedessen zum Deichbruch kommt.

Beim Überströmen eines Deiches kommt es zusätzlich zu einer Infiltration des überlaufenden Wassers in die Deichbinnenböschung. Die Kleidecke weicht auf, und es entsteht ein Riss an der Deichkrone (Rasenabsetzen). Dauert der Wellenüberlauf an, so rutscht die Deichbinnenböschung auf dem Deichkern oder einer anderen Gleitfläche ab (En-bloc-Rutschung). Der so geschwächte Deich hat nur noch wenig Widerstand gegenüber den Strömungskräften des überlaufenden Wassers. Es kommt zum Kappensturz und schließlich zum Deichbruch (RIECHWIEN & WEIßMANN, 1995). Teilweise kann das dadurch geschehen, dass Deiche auch heute noch vielfach in einfacher Bauweise aus Erde, Lehm und Ton errichtet werden.

Demgegenüber gibt es Neuentwicklungen mit neuen und veränderten Materialien. Hier soll im Beanspruchungsfall ein Durchweichen oder Unterströmen des Deichkörpers verhindert werden, bzw. möglichst lange herausgezögert werden. Dazu kann in Einzelfällen der Flussdeich, der eigentlich durch Hochwasser nicht überströmt werden soll, so konstruiert und

gesichert werden, wie es die überströmbaren Deiche bereits sind. Dabei können z.B. durch Untermischen von umweltverträglichen stabilisierenden Polymeren lockere Erdstrukturen verdichtet werden. Mit Hilfe der Geokunststoffe ist es möglich, überströmbare Deiche zu bauen, welche den bisher als unbeherrschbar gelten Lastfall „Überströmen des Deiches“ beherrschbar machen. Eingearbeitete Folien, Faser-Dichtungsmatten und Dichtwände, z.B. Stahlpundwände, sind ebenfalls Mittel der Stabilisierung (ZADEH, 2008).

Auch HASELSTEINER et al. (2008) zeigt Lösungsmöglichkeiten auf, wie ein Deich gesichert werden kann, bei dem die Gefahr des Überströmens besteht:

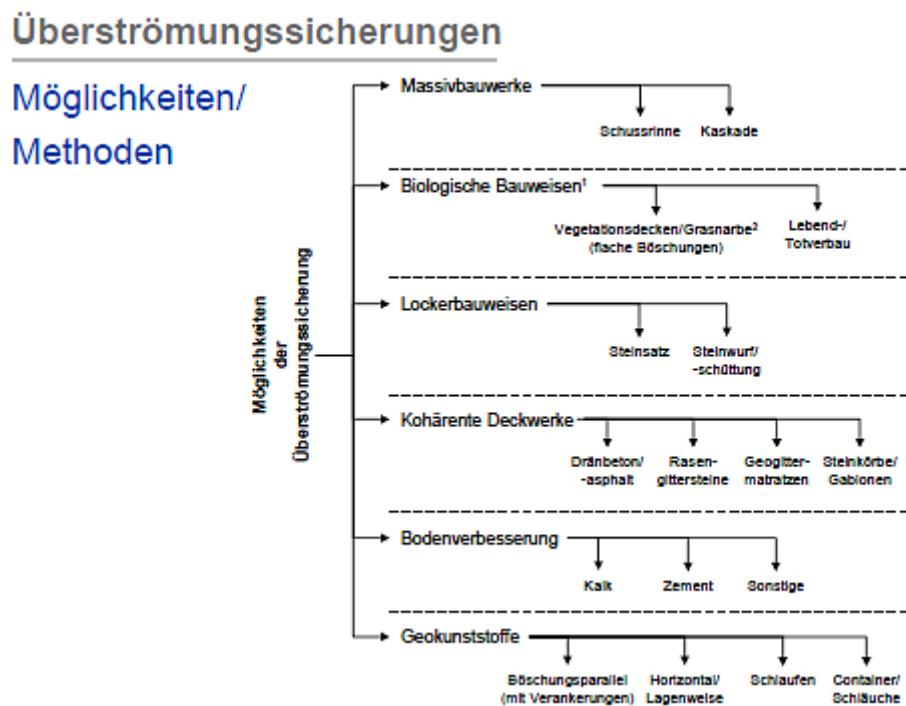


Abb. 5.22 Überströmungssicherungen an einem Deich (HASELSTEINER et al., 2008)

Ob an der Oder im Winter 1947/48, beim vorletzten Eishochwasser mit größeren Schäden, die Deiche beim Überströmen durch Erosion der Binnenböschung gebrochen sind, dürfte nicht mehr festzustellen sein, da es aus dem Hochwasserbericht des WSA EBERSWALDE nicht hervorgeht. Es erscheint aber am wahrscheinlichsten. Es entstanden damals an den verschiedensten Stellen an der Oder Eisversetzungen. Diese lösten sich teilweise durch die enormen Wassermassen wieder auf, indem sie als Eisfelder abtrieben. Zwischenzeitlich waren auch Brücken gefährdet, so dass dort Sprengungen, ja sogar Bombenabwürfe durch die russische Armee erfolgten. Dennoch bildete sich am 21.3.1947 bei Strom-km 609 eine starke Eisversetzung. Das Wasser staute stark an und überspülte schließlich den Deich. Die von oberhalb nachrückenden Eismassen vergrößerten die Versetzung und führten schließlich zu einem Deichbruch an zwei Stellen bei Strom-km 608,770 bis 608,940 und 609,240 bis 609,350 oberhalb von Kietz (VOLLBRECHT, 2009).

Grundsätzlich können beim Anströmen an einen Deich durch die antreibenden Eisschollen, bzw. treibenden Eisfelder, Schäden durch Schälungen entstehen, welche die Stabilität gefährden. Auf diese Tatsache wird später eingegangen. Daneben gibt es bei steigendem Wasserstand beim Überströmen der Deiche infolge Eishochwassers weitere Besonderheiten, die sich vom Überströmen bei einem normalen Hochwasser unterscheiden.

Bei einem Eishochwasser werden teilweise beim Überströmen größere Mengen von Eis und Eisschollen auf den Deich geworfen, bzw. bleiben beim Überströmen liegen. Die dortigen Eismassen können sowohl durch ihr Gewicht einen Deichbruch noch unterstützen, bzw. beschleunigen, sie können aber auch einen Schutz darstellen für weitere antreibende Eisschollen, die der Außenböschung Schaden zufügen könnten. Auch auf diese Tatsache wird später noch eingegangen.

Bei dem Eishochwasser 1947 im Oderbruch dürfte das ankommende Eis den Deich so tief geschält haben, dass das Wasser im Bereich der Deichkrone beim Überströmen in den Deich eindringen konnte. Der so geschwächte Deich konnte dann, wie bereits beschrieben, ins Rutschen kommen und letztendlich brechen.

5.2.4.4 Gefährdung der Deiche durch Bäume auf und an den Deichen

Bei der Gefährdung der Deiche durch Überströmen infolge Eishochwassers gibt es noch ein paar Besonderheiten, die getrennt behandelt zu behandeln sind. Es handelt sich hier um die Fälle, bei denen Bäume auf und an den Deichen stehen. Beim Überströmen eines Deiches besteht, wie aus Bild 8 der Abb. 5.18 zu ersehen ist, die Gefahr der Erosion der landseitigen Böschung. An der Oder steht z.B. im Bereich Lebus bis Reitwein auf der landseitigen Böschung, unterhalb des Deichverteidigungsweges, ein wertvoller Baumbestand auf mehreren Kilometern. Bei einem Überströmen des Deiches besteht dabei außer der Erosion auch noch die Möglichkeit des Baumwurfes, d.h. einzelne Bäume können umfallen und durch den sich lösenden Wurzelballen ist der Deich extrem gefährdet. Bei Reitwein wurden zwar einige Bäume gefällt, aber zum Erhalt weiterer Bäume wurde von dem bevorzugten landseitigen Ausbau abgewichen und ein wasserseitiger Ausbau vorgenommen wie Abb. 5.23 zeigt:

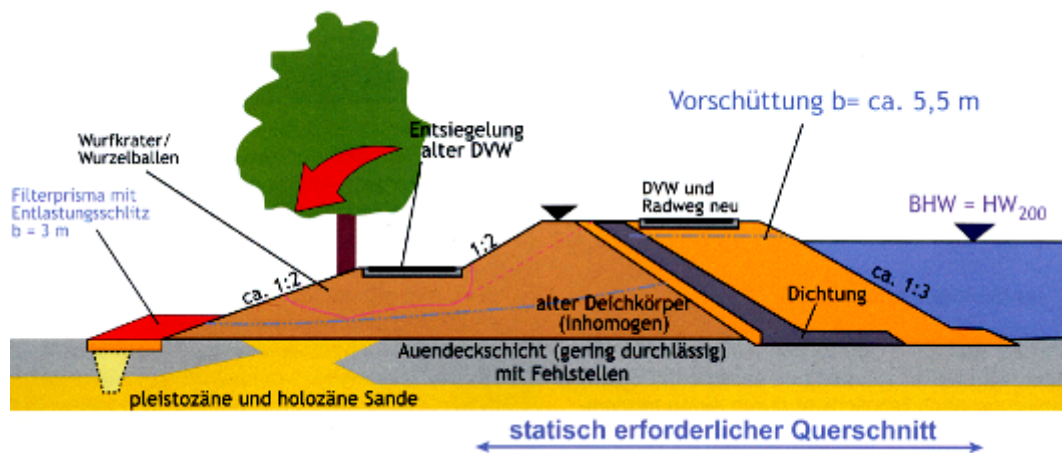


Abb. 5.23 Wasserseitiger Ausbau eines Oderdeiches zum Erhalt des Baumbestandes (MLUV, 2007)

Auf der landseitigen Böschung erfolgt der Bodenaustausch im Bereich der Berme, und das inhomogene Material des alten Deichkörpers wird durch nichtbindige Stützkörpermaterialien mit eingelagerter Filterschicht ausgetauscht, in die eine Filterschicht eingelagert wird. Das Entscheidende aber ist die Verbreiterung des Deiches um ca. 5,50 m zur Wasserseite hin. Dadurch stehen dann die Bäume „quasi“ nicht mehr auf dem Deichkörper.

In diesem Bereich standen aber auch auf einer Länge von 500 m Bäume direkt auf dem Deich.

Grundsätzlich gibt die DIN 19712 (1997) nach HASELSTEINER & STROBL (2006) für den Bewuchs auf Deichen folgende Empfehlungen:

- Kein Gehölzbewuchs auf nicht überdimensionierten Deichen, die aus Bodenarten bestehen, die eine Durchwurzelung begünstigen,
- kein Gehölzbewuchs auf wasserseitigen Böschungen und Bermen, im Bereich der Deichkrone, an Überlaufstrecken und überströmbaren Teilschutzdeichen,
- keine Ausbreitung der Wurzeln in den erdstatisch erforderlichen Deichquerschnitt,
- kein Gehölzbewuchs im unteren Drittel der landseitigen Böschung aufgrund Sickerwasserbeobachtung und Deichverteidigung,
- Bepflanzung nur in Gruppen unter Beachtung der Belange des Unterhalts,
- Sicherheitsabstand vom Deichfuß wegen Kolk- und Durchwurzelungsgefahr,
- Beachtung der Gehölze im Vorland im Bezug auf Hochwasserabfluss,
- Entfernung von Gehölzen im Falle einer Beeinträchtigung der Standsicherheit,
- Entfernung von abgestorbenen Wurzeln nach spätestens zwei Jahren.

Hier wurde entgegen der DIN 19712 versucht, diese Baumreihe zu erhalten, indem auf einer Länge von ca. 500 m eine Spundwand in den Deichkörper eingebracht wurde.

Die Spundwand wurde dabei so tief in den alten Deichkörper gerammt, dass der durch ein Überströmen infolge eines Eisstaus mögliche Baumwurf abgesichert ist, jedoch die Drängewasserströmung und damit die Wasserversorgung für die Bäume nicht unterbrochen wird. Die Spundwand gibt auch die beim Überströmen eines Deiches erforderliche Standsicherheit trotz möglicher Kolkausbildung (DIN 19712) beim Umströmen von Bäumen. Durch die Sicherung mit einer Spundwand entfällt auch der Nachteil gegenüber der wasserseitigen Verlagerung von Deichen, bei der es zu einer Verringerung des Abflussquerschnittes kommen würde (MLUV, 2007).

199

können Dichtungen zerstören, und Sträucher und Bäume verhindern durch die Beschattung eine dichte Grasnarbe. Tote Bäume hinterlassen verrottende Wurzeln, deren Hohlräume Piping auslösen können, und Baumstümpfe bilden Lockerzonen, was besonders am Deichfuß gefährlich ist.

Ein weiteres Problem von Bäumen auf und an den Deichen besteht in der Beschattung durch die Bäume, wie ARMBRUSTER-VENETI (1999) bereits als destabilisierend angeführt hat. Nach DIN 19712 unterdrückt starke und andauernde Beschattung den Graswuchs und schädigt die Grasnarbe. Eine geschädigte Grasnarbe ist auf Abb. 5.25 zu sehen:



Abb. 5.25 Geschädigte Grasnarbe durch Beschattung eines Baumes (KOKEMÜLLER, 2005)

Daher ist nach KRÖMER & HACKER (1999) auf Flussdeichen eine geschlossene Pflanzendecke als Erosionsschutz gegen Hochwasserangriff anzustreben. Eine geschädigte Grasnarbe setzt zwar ebenfalls den Reibungswiderstand herab, aber nicht so stark wie eine intakte Grasnarbe. An den geschädigten Stellen kann es leichter zu einer Erosion, bzw. zu einer Schädigung durch Eisschollen kommen.

Das Bäume auf Deichen ein Sicherheitsrisiko darstellen können, war auch dem Land Brandenburg (LUA, 2003) bewusst. In einem Handbuch für die Hochwasserabwehr an Gewässern und Deichen im Land Brandenburg steht, dass im Interesse der Unterhaltung und Funktionssicherheit für die Deiche und die beidseitig fünf Meter breiten Geländestreifen das Pflanzen von Bäumen und Sträuchern untersagt ist. Dieses geht aus § 98 Abs. 1 Satz 1 des Brandenburgischen Wassergesetzes (BbgWG) vom 8.12.2004, zuletzt geändert durch Artikel 2 des Gesetzes vom 15.7.2010 (GVBl.I/10 (Nr. 28)) hervor. Nach § 97 ist der Aufwuchs von Bäumen und Sträuchern zu unterbinden. Nach § 100a Abs. 1 Satz 3 ist außerdem in Überschwemmungsgebieten das Anlegen von Baum- und Strauchpflanzungen untersagt. Das Land Brandenburg soll hier stellvertretend für die anderen Bundesländer an Elbe und Oder angeführt werden.

Gleichzeitig kann aber die Wasserbehörde nach Zustimmung des Unterhaltungspflichtigen (Wasserwirtschaftsamt in Brandenburg) der Hochwasserschutzanlagen (Deiche) u.a. Ausnahmen von den Verboten des § 98 Abs. 1 Satz 1 BbgWG zulassen, soweit der Hochwasserschutz nicht beeinträchtigt wird. Diese Ausnahme dürfte in dem oben angegebenen Beispiel angewendet worden sein, dass zum Schutz des wertvollen Baumbestandes bei Lebus der Deich durch eine zusätzliche Spundwand stabilisiert wurde.

Beide Beispiele zeigen, dass es trotz DIN 19712 keine eindeutige Aussage geben kann, ob Bäume auf einem Deich ein Sicherheitsrisiko für den Deich darstellen, bzw. wie trotz eines Sicherheitsrisikos der Schutz von Bäumen möglich ist. Auch die Gesetze erlauben Behörden eine Ausnahme von der Regel, dass keine Bäume auf und am Deich gepflanzt werden dürfen. Sie geben ihnen einen Ermessensspielraum.

Letztendlich muss bei jedem einzelnen Fall geprüft werden, ob durch Bäume oder anderen Bewuchs auf oder an Deichen deren Standfestigkeit gefährdet ist.

5.2.4.5 Belastung der Außenböschung eines Deiches durch die Schleppspannung oder Schubspannung und durch Eis

Die Außenböschungen der Deiche sind bei Eisgang erheblichen Belastungen und Gefahren ausgesetzt, sowohl durch die im Hochwasserfall enormen Schleppspannungen (Schubspannungen) generell, als auch durch die auftreffenden Eisschollen.

5.2.4.5.1 Belastung der Außenböschung eines Deiches durch die Schleppspannung oder Schubspannung

Unabhängig von treibenden oder sich in Deiche hineindrückende Eisschollen (äußere Erosion durch Schälens mittels Treibgut nach HEERTEN et al. (2008)) können zusätzlich Schäden an einer Außendeichböschung durch Schleppspannungen bzw. Schubspannungen auftreten, speziell bei durch Eisversetzungen hervorgerufenen Wasseranstiegen bis in den Bereich der Außendeichböschungen.

Dazu bedarf es zunächst einer Erklärung, was eine Schleppspannung ist. Nach PATT & GONSOWSKI (2011) wird die Strömung eines Oberflächengewässers durch die Reibung gebremst. Dabei wirkt die Wasserströmung auf die Ränder eines Gewässerbetts und setzt vom Wasser benetzte Bereiche einer Reibungskraft aus. Deren Wert pro Flächeneinheit wird als Sohlschubspannung τ_R bezeichnet (nach LATTERMANN (2005) auch τ_0). Gebräuchlich ist auch die Bezeichnung „Schleppspannung“.

Eine weitere Erklärung ist in der DIN 4044 enthalten. Danach wird unter der kritischen Sohlschubspannung auch die (Grenz)-Schleppspannung verstanden, bei der die Bewegung des Geschiebes oder die Zerstörung der Gewässersohle beginnt. Bei eingestauten Deichen ist

dann die kritische Schleppspannung die Schleppspannung, bei der sich aus der Außenböschung des Deiches Gras, bzw. bei geschädigter Grasnarbe, Körner herauslösen können.

Die Schleppspannung hängt von der Fließgeschwindigkeit des Wassers ab, welche wiederum eine Funktion des Gefälles und der Rauigkeit des Gerinnes ist. Die Ufervegetation, also auch Gras, erhöht die Rauigkeit des Gerinnes, wodurch die Geschwindigkeit des Wassers in Ufernähe gebremst wird. Die Schleppspannung wird herabgesetzt, so dass die Pflanzen (Gras) Widerstand leisten können. Ist die Schleppkraft des Wassers immer noch zu hoch, werden die Pflanzen (Gras) herausgerissen, obwohl sie die Fließgeschwindigkeit herabgesetzt haben (TOBIAS, 2003).

Bei der Beurteilung, ob sich der Rasen solchen Strömungsgeschwindigkeiten widersetzen kann, spielt also die Grenzsleppspannung eine wichtige Rolle.

Die Grenzsleppspannung oder kritische Schleppspannung lässt sich anhand der Abb. 5.26 erklären.

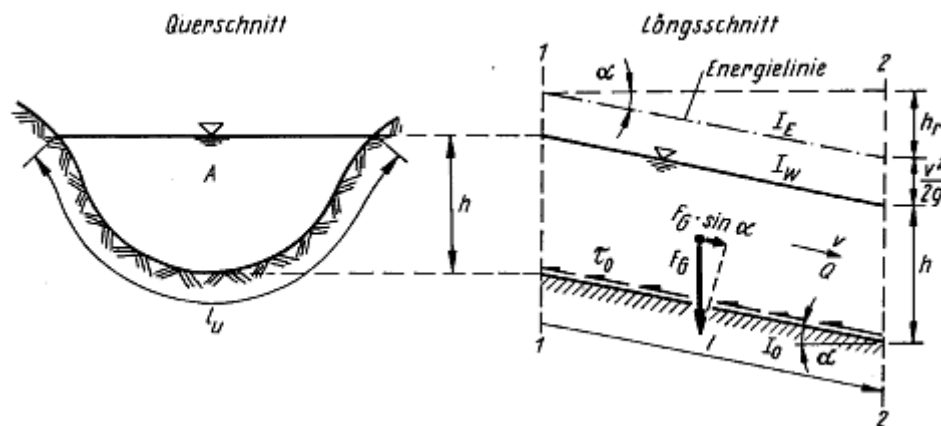


Abb. 5.26 Querschnitt und Längsschnitt eines Fließgewässerabschnitts (BOLLRICH, 2000)

Bei einem gleichförmigen Abfluss ist das Sohlgefälle l_0 , das Wasserspiegelgefälle l_W und das Energieliniengefälle l_E gleich. Die Wassertiefe h und die Fließgeschwindigkeit v ändern sich entlang des Fließweges nicht.

BOLLRICH (2000) ermittelt dabei zunächst die den Fließvorgang erzeugende Hangabtriebskomponente der Gewichtskraft F_G

$$F_G \cdot \sin \alpha = A \cdot l \cdot \rho \cdot g \cdot \sin \alpha \quad (5.15)$$

mit:

- A = Querschnittsfläche (m²),
- l = Länge (m),
- ρ = Dichte (kg/m³),
- g = Fallbeschleunigung (m/s²),

$\sin \alpha$ = Gefälle (-),
wobei das Energieliniengefälle I_E

$$I_E = \frac{h_r}{l} = \sin \alpha \quad (5.16)$$

welches für kleine α zu $I_E = \sin \alpha \approx \tan \alpha$ gesetzt werden darf, mit h_r als Reibungsverlusthöhe. Somit wird

$$F_G \cdot \sin \alpha = A \cdot \rho \cdot g \cdot h_r \quad (5.17)$$

Diese Hangabtriebskomponente muss mit einer Reibungskraft im Gleichgewicht stehen, die durch die Wandschubspannung τ_0 entlang des benetzten Gerinneumfangs l_u über die Länge l erzeugt wird:

$$F_r = \tau_0 \cdot l_u \cdot l$$

Nach LATTERMANN (2005) drückt die Gleichung

$$A \cdot l \cdot \rho \cdot g \cdot \sin \alpha = \tau_0 \cdot l_u \cdot l \quad (5.18)$$

mit:

l_u = benetzter Umfang (m),

(die anderen Gleichungsbestandteile sind nach Formel 5.15 zu benutzen),

ebenfalls den Gleichgewichtszustand zwischen Hangabtriebskraft und Reibung in einem Fließgewässer aus. Aus ihr kann die auch als Schleppspannung bezeichnete mittlere Wandschubspannung τ_0 ermittelt werden.

$$\tau_0 = \rho \cdot g \cdot r_{hy} \cdot I_E \quad (5.19)$$

mit:

r_{hy} = hydraulischer Radius.

Die Widerstandsfähigkeit der Gerinnewandungen kann nach BOLLRICH (2000) auch durch den Vergleich der vorhandenen Wandschubspannung τ_0 mit der Schleppspannung τ_{crit} beurteilt werden. Danach ergibt

$$F_r = \tau_0 \cdot l_u \cdot l = F_G \cdot \sin \alpha = A \cdot l \cdot \rho \cdot g \cdot I_E \quad (5.20)$$

wobei hier $I = I_E \cdot \frac{A}{l_u}$ (oder für breite Gerinne h) und $\rho \cdot g \approx 10\,000 \text{ N/m}^3$ gesetzt wird.

In breiten Gerinnen wird nach LATTERMANN (2005) der Einfluss der Böschungen auf den benetzten Umfang geringer, so dass vereinfacht $\rho \cdot g \approx 10\,000 \text{ N/m}^3$ und $r_{hy} \approx h$ geschrieben werden kann, woraus sich die Wandschubspannung τ_0 analog der Formel 5.19 ergibt:

$$\tau_0 = 10000 \cdot h \cdot I_E \quad (\text{N/m}^2) \quad (5.21)$$

mit:

h = Wassertiefe für den hydraulischen Radius r_{hy} (m),

I_E = Energieliniengefälle oder vereinfacht I . (m/m).

Breite Gerinne sind nach REIFERT (1991) Flüsse, bei denen die Bedingung ($b > 9h$) gilt, während bei VOLLMERS (2000) und BOLLRICH (2000) die Bedingung erst bei einem Wert von ($b > 30h$) erfüllt ist. In beiden Fällen kann dann statt des hydraulischen Radius r_{hy} in der Gleichung die Tiefe h genommen werden.

Damit lässt sich als weitere Bedingung für die Stabilität eines Gerinnes gegen Erosion infolge der angreifenden Strömungskräfte formulieren

$$\tau_0 > \tau_{crit}$$

Die Schleppspannung τ_{crit} wird in Versuchen ermittelt. Tab. 5.4 zeigt sowohl die Schleppspannung τ_{crit} , die kritische Fließgeschwindigkeit v_{crit} und den Manning-/Strickler-Beiwert (Rauheitsbeiwert) k_{St} für Gerinne.

Tab. 5.4 Schleppspannung τ_{crit} , kritische Fließgeschwindigkeit v_{crit} und Manning-/Strickler-Beiwert k_{St} (BOLLRICH, 2000)

Sohl- bzw. Wand- beschaffenheit	Korngröße Kantenlängen mm	τ_{crit} N/m ²	v_{crit} m/s	k_{St} m ^{1/3} /s
a) Kolloidaler Boden				
lehmiger Sand		2,0		} 60 bis 50
lockerer Schlamm		2,5	0,10 ... 0,15	
lockerer Lehm		3,5	0,15 ... 0,20	
sandiger Lehm			0,40 ... 0,60	
festgelagerter Lehm, Ton bzw. Schlamm		12	0,70 ... 1,0	
b) Einzelkorngefüge vorherrschend				
Schluff	0,02 ... 0,063		0,10 ... 0,20	} 50 bis 40
Feinsand	0,063 ... 0,2	0,5 ... 1,0	0,20 ... 0,35	
Mittelsand	0,2 ... 0,63	1,0 ... 2,0	0,35 ... 0,45	
Grobsand	0,63 ... 2,0	3,0 ... 6,0	0,45 ... 0,60	
Feinkies	2,0 ... 6,3	8,0 ... 12,0	0,60 ... 0,80	
Mittelkies	6,3 ... 20	15	0,80 ... 1,25	} 35
Grobkies	20 ... 63	45	1,25 ... 1,60	
Flußschotter, Geröll	50 ... 75		1,7 ... 1,8	
	75 ... 100		1,9 ... 2,0	28
c) Befestigungen				
Steinschüttung	32/63	30 ... 58		} 30 bis 20
	63/90	40 ... 75		
	63/125	75 ... 100		
	100 ... 150		1,90 ... 3,40	
Steinpackung	150 ... 200	53 ... 73	2,60 ... 3,80	} 50 bis 40
Steinpflasterung	200 ... 300	73 ... 160		
Rasen, gut }	– lange Belastung	15 ... 18	1,5	
verwurzelt }	– kurze Belastung	20 ... 30	1,8	
Betongitterplatten mit Rasen		108		
mit Sand		40 ... 50		} 50 bis 40
mit Kies		50 ... 100		
Beton, ohne Geschiebebewegung			4,0	
mit Geschiebebewegung			2,5	
Rauhwehr, Spreutlage		30 ... 40		
Weidenwuchs, mehrjährig		100 ... 140		
Bruchsteinpflaster in Zementmörtel			5,0	

In Trapezgerinnen ist die Wandschubspannung von Bedeutung, da es bei Hochwasser, also auch bei Eishochwasser, zu überfluteten Vorländern kommt und demzufolge das Wasser an den Außenböschungen der Deiche vorbeifließen kann. Das Flussbett mit den überfluteten Vorländern und den Außenböschungen der Deiche bildet quasi ein Trapez.

Für Trapez- und Rechteckquerschnitte wählt EISENHAUER (2009) daher den Ansatz nach CHOW (1959) zur Ermittlung der Schubspannungsverteilung. Hier wird der hydraulische Radius durch die Wassertiefe ersetzt. Der Einfluss der Gerinnegeometrie spiegelt sich im Beiwert CHOW wieder.

$$\tau_{max} = \alpha_{CHOW} \cdot \rho \cdot g \cdot y \cdot I_{SO} \quad (5.22)$$

mit:

ρ = Dichte des Wassers (kg/m³),

g = Fallbeschleunigung (m/s²),

y = Wassertiefe (m),

I_{SO} = Sohlengefälle (m/m).

Es ist bekannt, dass bei einem gleichförmigen Abfluss das Sohlgefälle I_{SO} , das Wasserspiegelgefälle I_W und das Energieliniengefälle I_E gleich sind. Daher erklären die Formeln 5.15 bis 5.22 die Schubspannung in einem Gerinne einschließlich der Wandung bzw. bauen aufeinander auf oder (und) ergänzen sich.

In Abb. 5.27 gibt EISENHAUER (2009) die nach CHOW bezeichnete Schubspannungsverteilung bei Trapezgerinnen an.

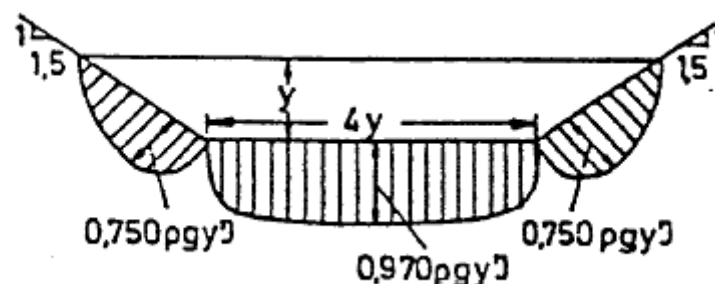


Abb. 5.27 Schubspannungsverteilung nach CHOW (EISENHAUER, 2009)

In dieser Abbildung wurde für die Wassertiefe $h = y$ gesetzt, während I (J) bestehen blieb. Es ist zu erkennen, dass die Wandschubspannung an den seitlichen Wänden, also Deichaußenböschungen, mit $0,75 \cdot \rho \cdot g \cdot y \cdot I$ angegeben ist. Die Wandschubspannung für eine mit Rasen bewachsene Deichböschung beträgt demnach 0,75 der nach Formel 5.23 errechneten Sohl Schubspannung. Beachtet werden sollte hier aber, dass es sich um Gerinne mit einem Verhältnis von 4:1 (Breite/Tiefe) handelt, also nicht unbedingt auf Elbe und Oder zu übertragen ist.

Auch KRÜGER (2000) kommt bei den mittleren Fließgeschwindigkeiten in einem Trapezgerinne in den der Wand (rauer Bereich) zugeordneten Teilflächen auf 74 % gegenüber des gemessenen Mittelwertes der Fließgeschwindigkeit, was die Schubspannungsverteilung von CHOW (1959) bestätigen würde.

Da auf den überströmten Ufer- und Böschungsbereichen in der Regel Gras wächst, beträgt dort die zulässige Schleppspannung bei einer langen Belastung 15 bis 18 N/m² (BOLLRICH, 2000) (siehe Tab. 5.4). RÖSSERT (1999) gibt die kritische Grenzsleppspannung τ_{crit} bei Rasen mit 20 bis 30 N/m² für eine kurze Belastung und mit 15 bis 18 N/m² für eine längere Belastung an.

Auch bei PATT et al. (2009) werden bezüglich der Schleppspannung Zahlenwerte genannt. Er unterteilt dabei den Bewuchs in Klein-, Mittel- und Großbewuchs. Je nach Bewuchshöhe

spricht man von über- bzw. durchströmten Rauigkeiten. Beim Kleinbewuchs (z.B. Rasen, also überströmte Rauheit) stellt sich eine ähnliche Geschwindigkeitsverteilung wie bei reiner Kornrauheit ein. In diesem Fall können die Fließwiderstände mit ausreichender Genauigkeit durch die äquivalente Sandrauheit k_{st} erfasst werden. Die äquivalente Sandrauheit beträgt demnach bei Sand und Kies bis 6 cm 20-55 k_{st} - Werte (mm) oder 20-55 k_{st} in $m^{1/3}/s$ nach der Formel von Manning-Strickler.

ZANKE (2001) gibt als Rauheitsbeiwert für Gras (natürliche Flussbetten, verkrautet) $k_{st} = 30-35$ in $m^{1/3} \cdot s^{-1}$ an, während nach HEINEMANN & FELDHAUS (2003) für Überflutungsflächen mit gemähtem Gras 28-40 k_{st} als Rauheitsbeiwert angegeben wird. Dadurch herrscht eine geringere Schleppspannung, und Deichböschungen sind besser gegen die Strömungskraft des Wassers geschützt.

Neben der kritischen Schleppspannung τ_{crit} nach BOLLRICH (2000) (Tab. 5.4) und der kritischen Schubspannung (τ_{crit}) nach PATT et al. (2009) (Tab. 5.5), sind in diesen Tabellen auch die kritischen Strömungsgeschwindigkeiten v_{crit} angegeben. Dadurch werden die Angaben transparenter, weil in einem Gerinne die Strömungsgeschwindigkeiten bei bestimmten Durchflüssen bekannt sind.

Nach PATT et al. (2009) kann Rasen längerfristig Fließgeschwindigkeiten von 1,5 m/s und kurzfristig von 1,8 bis 2,0 m/s aufnehmen, ohne dass die Grasnarbe beschädigt wird, wie Tab. 5.5 zeigt:

Tab. 5.5 Kritische Schubspannungen, bzw. Geschwindigkeiten für verschiedene Sicherungsmethoden von Böschungen (PATT et al., 2009)

Böschung aus:	kritische Schubspannung τ_{cr} [N/m ²]	kritische Geschwindigkeit v_{cr} [m/s]
Rasen, kurze Überflutungszeit	20–50	1,8–2,0
lange Überflutungszeit	15–20	1,5
Röhrichtwalze	50	2,0
Weidenfaschine, Senkfaschine, Reisiglagen	60–80	2,5–3,0
Weidenspreitlage	150–300	3,5–4,0
Rollierung (Kies 0–50 mm)	70–100	2,5–3,2
Steinwurf	100–200	3,5–4,0
Steinwurf mit Weidenstecklingen	100–150	3,0–3,5
großer Steinwurf	200–240	4,0–6,0
grober Steinsatz	200–300	4,0–6,5

Rasen kann nach SCHICHTL & STERN (2001) sogar längerfristig Fließgeschwindigkeiten von 1,8 m/s aufnehmen. Kurzfristig sind sogar Fließgeschwindigkeiten von 4,5 m/s möglich, ohne dass der Rasen geschädigt wird.

In der Tab. 5.5 sind auch Sicherungsmaßnahmen aufgeführt, die für scharliegende Deiche in Frage kommen können wie z.B. Steinwurf oder lebender Steinsatz bei entsprechend hohen Schubspannungen.

Nach IKSE (2005) betrug bei dem Hochwasser 2002 der Elbe in Wittenberge bei einem Hochwasserscheitel/Abfluss von 3.830 m³/s die Strömungsgeschwindigkeit 1,52 m/s und in

Neu-Darchau bei $3.420 \text{ m}^3/\text{s}$ immerhin $1,94 \text{ m/s}$. Da es sich hier um Strömungsgeschwindigkeiten im Flussschlauch handelt, so sind die Geschwindigkeiten an der Böschung entsprechend den Rauheitsbeiwerten niedriger. Hier dürfte die Grasnarbe die Strömungsgeschwindigkeiten schadlos überstanden haben. Auch HORLACHER (2003) sieht in der Grasnarbe einen wichtigen Bestandteil für einen sicheren Deich, weil sie in der Regel der einzige Schutz des Deichkörpers gegen die Strömungskräfte im Hochwasserfall ist.

GARBRECHT (1982) führte 1982 Versuche im Bereich Jasebeck an der Elbe (Strom-Km 513) durch. Die damaligen Versuche dienten zur Ermittlung einer gefahrlosen Eisabfuhr. Dabei wurden auch bei verschiedenen Durchflussmengen die jeweiligen Strömungsgeschwindigkeiten ermittelt. Diese Strömungsgeschwindigkeiten sind aufschlussreich für die Frage, ob bei überschwemmten Vorländern oder eingestauten Deichen der dortige Bewuchs den Belastungen standhält. Die Daten für den Abfluss am Strom-km 513 sind folgende, wobei nicht bekannt ist, für welche Abflussreihen die Zahlen stehen:

- $Q = 250 \text{ m}^3/\text{s}$ (NN mit großer Gefahr des Entstehens von Eisversetzungen),
- $Q = 678 \text{ m}^3/\text{s}$ (mittlerer Eichabfluss),
- $Q = 1300 \text{ m}^3/\text{s}$ (etwa bordvoller Abfluss),
- $Q = 1800 \text{ m}^3/\text{s}$ (etwa Winter-MHQ) und
- $Q = 2940 \text{ m}^3/\text{s}$ (etwa 10-jährliches Hochwasser).

Bei $Q = 250 \text{ m}^3/\text{s}$ ist der Abfluss auf das Mittelwasserbett der Elbe beschränkt. Die Bühnen liegen zum Teil trocken. In der Krümmung bei Jasebeck wurden Geschwindigkeiten bis zu $0,8 \text{ m/s}$, im Bereich der Sandbank bei Strom-km 516 bis zu $1,2 \text{ m/s}$ gemessen.

Beim Eichabfluss von $Q = 678 \text{ m}^3/\text{s}$ wird das Mittelwasserbett weitgehend gleichmäßig durchströmt. In der Jasebecker Krümmung wurden Geschwindigkeiten bis zu $1,4 \text{ m/s}$ gemessen, wobei die größten Geschwindigkeiten über der Sandbank bei Strom-km 516 mit $1,5 \text{ m/s}$ lagen.

Bei $Q = 1300 \text{ m}^3/\text{s}$ ufert die Elbe bereits an mehreren Stellen aus. Das rechte Ufer wird im Scheitel der Flusskrümmung bei Strom-km 514 überströmt. Zu den Fließgeschwindigkeiten im Mittelwasserbett wurden keine Angaben gemacht. Die Fließgeschwindigkeit auf den Vorländern betrug im Allgemeinen unter $0,2 \text{ m/s}$, wobei keine Tiefenangaben gemacht wurden.

Bei einem Abfluss von $Q = 1800 \text{ m}^3/\text{s}$ wurde das linke Vorland fast vollständig überströmt. Im Mittelwasserbett wurden Geschwindigkeiten bis zu $1,6 \text{ m/s}$ gemessen. Auf den Vorländern traten Geschwindigkeiten im Mittel von etwa $0,3$ bis $0,5 \text{ m/s}$ auf. Nur am Fuß der am rechten Ufer liegenden Schardeichstrecke bei Bohnenburg wurde auf dem Vorland mit $0,87 \text{ m/s}$ eine höhere Geschwindigkeit gemessen.

Bei einem Hochwasserabfluss von $HQ = 2940 \text{ m}^3/\text{s}$ ist das linke Elbvorland vollständig überströmt. Im Mittelwasserbett traten Geschwindigkeiten bis zu $1,61 \text{ m/s}$ und auf den Vorländern bis zu $1,1 \text{ m/s}$ auf.

Beim Vergleich mit der kritischen Geschwindigkeit von PATT et al. (2009) und den von GARBRECHT (1982) ermittelten Geschwindigkeiten könnte es bei beschädigten Grasnarben von Deichen bei höheren Abflüssen Probleme geben, da auf den Vorländern immerhin noch Geschwindigkeiten von bis 1,1 m/s gemessen wurden, also Werte, die über den kritischen Geschwindigkeiten für z.B. lehmiger Sand (0,4 m/s) oder schwach lehmiger Sand (0,8 m/s) (siehe Tab. 5.5) lagen. Hier dürfte es aber auf die Schwere der beschädigten Deichnarbe ankommen. Die Abb. 5.28 zeigt einen durch eine Eisscholle beschädigten Deich. Bei steigendem Wasserstand dürften sich hier Probleme ergeben. Sollte diese Stelle überstaut werden, so kämen bei der in den Deich eingedrungenen Eisscholle noch zusätzliche Verwirbelungen hinzu, die eine Erosion noch beschleunigen würden.

Ist nach KOKEMÜLLER (2005) durch Beschattung eines Baumes eine Grasnarbe nicht ganz ausgebildet, bzw. unterbrochen, so gelten hier andere kritische Strömungsgeschwindigkeiten als bei Rasen, wie bei PATT et al. (2009) angegeben, denn bei einer geschädigten Grasnarbe ist die oberste Deckschicht des Deiches gegen Erosion gefährdet. Hier kommt es auf die Zusammensetzung dieser Deckschicht an. Sie beginnt nach dieser Tabelle bei 0,4 m/s bei lehmigem Sand, der nicht verfestigt ist und endet bei schwerem lehmigem Ton bei 1,5 m/s. Nach RÖSSERT (1999) beträgt die Grenzgeschwindigkeit bei festem Klei, ebenfalls ein Bestandteil von Deichen, 2,0 m/s. Für andere Bodenarten sind nach PATT et al. (2009) folgende kritische Geschwindigkeiten relevant (siehe Tab. 5.6).

Tab. 5.6 Schätzwerte für die mittlere kritische Geschwindigkeit $v_{m,crit}$ für kohäsive Sedimente (PATT et al., 2009)

Bodenart	Wassertiefe h [m]	Mittlere kritische Geschwindigkeit $v_{m,crit}$ [m/s]
Lehmiger Sand, lehmiger Ton, nicht verfestigt	1,0	0,4
Schwach lehmiger Sand, mittlere Verdichtung	1,0	0,8
Schwach lehmiger Ton, fest	1,0	1,2
Stark lehmiger Ton, geringe Dichte	3,0	0,5
Stark lehmiger Ton, mittlere Dichte	3,0	1,0
Schwerer lehmiger Ton, fest	3,0	1,5

Auch hier bestünde bei einer Geschwindigkeit von 1,1 m/s auf den Vorländern eine Gefahr für die Deiche.

5.2.4.5.2 Belastung der Außenböschung eines Deiches durch Eis

Außenböschungen von Deichen können bei einem Eishochwasser z.B.

- durch auf die Deiche geschobenes Eis,
- durch Eisschollen oder Eisfelder, die durch ihre rotierenden Bewegungen Gras und Boden aus den Deichen herausreißen,
- durch auflaufendes Treibeis, das Bäume auf dem Deich entwurzeln kann,
- durch eine parallel zur Fließrichtung den Deich tangierende Eisschlammmasse und
- durch vorherigen Regen oder durch ein infolge Hochwassers aufgeweichten Deich geschädigt, bzw. belastet werden.



Abb. 5.28 Beschädigungen eines Deiches an der Elbe durch Eisschollen beim Eishochwasser 2003 an der Radegaster Nase (Foto: Thiemann (THIEMANN, 2003))

Abb. 5.28 zeigt die Beschädigung eines Deiches durch Eisschollen, die sich in den Deich gebohrt haben.

Vom Winterhochwasser 1978/79 ist bekannt, dass sich das Eis an der Elbe in der Sassendorfer Bucht/Hohnstorf auf der flachen Deichböschung bis zur Deichkrone schob, um sich dort auf einer Länge von 300 bis 400 m abzusetzen. An mehreren Stellen riss hier das Eis

die Außenböschung des Deiches auf. An einer Stelle wurde dabei ein Loch gerissen, aus dem ca. 20 bis 30 m² des Bodens abgetragen wurden (PUFFAHRT, 2009).

Abb. 5.29 zeigt Eisschollen, die auf einen Deich hinaufgeschoben wurden und vertikale Lasten für den Deich darstellen. Gleichzeitig dienen die hier liegenden Eisschollen aber auch dem Schutz des Deiches, denn hier prallen anschwimmende Eisschollen auf das bereits liegende Eis und können somit den eigentlichen Deich nicht schädigen.



Abb. 5.29 Deich bei der Radegaster Nase/Elbe beim Eishochwasser 2003 (Foto: Thiemann (THIEMANN, 2003))

Die Abb. 5.30 zeigt ein Beispiel an der Oder, wo Sträucher oder kleine Bäume durch die Eisschollen aus dem Boden, bzw. Deichfuß gerissen wurden und so Schäden im Bereich des Deichfußes verursachen.



Abb. 5.30 Deichschaden durch auflaufendes Treibeis bei Stützkow/Oder am 02.02.2006 (WSA EBERSWALDE, 2007)

Wie der Schaden aus Abb. 5.28 entstanden sein könnte, schildert THIEMANN (2003) über einen Vorfall aus dem Jahre 2003 an derselben Stelle:

„Im Bereich Radegaster Haken (Nase) wurde die Außendeichböschung durch ein abgehendes Eisfeld mit einer Größe von über 1,5 km² vom Bogen in Höhe Vitico bis zum Radegaster Haken stark beschädigt. Das sich lösende Eisfeld wurde durch die starke Verbuschung im Deichvorland immer wieder festgehalten und infolge der Strömung und starkem Südwest-Wind in Richtung Deich gelenkt. Das über 12 Stunden immer wieder heranrückende Eis wurde in Teilbereichen bis zu 1 ½ m auf die Deichkrone geschoben. Auf einer Länge von rund 3 km haben sich die Eisschollen bis zu 75 cm in die Außendeichböschung hineingebohrt und den Kleiboden bis zum Sandkern abgetragen. Die Deichsicherheit ist auf diesem Streckenabschnitt erheblich beeinträchtigt.“

Bei den in den Abbildungen Abb. 5.28 bis Abb. 5.30 aufgezeigten Beispielen wirken horizontale und vertikale Lasten, die von der Biegefestigkeit und Druckfestigkeit des Eises abhängen (HAGER, 2001).

ASHTON (1986), modifiziert nach CARSTENSEN (2008), berechnete die horizontalen Lasten (dynamischer Eisdruck) auf eine Böschung. Für die Berechnung dieses Horizontaldrucks p_H auf breite, geneigte Bauwerke wird nur die Angabe über die Eisdicke h_i bei Belastung, die Biegefestigkeit des Eises (σ_f) und die Böschungsneigung ($\tan \alpha$) benötigt.

$$p_H = h_i^2 \cdot \sigma_f \cdot \tan \alpha \quad (5.23)$$

Scholleneis durch die Schubkraft auf einen Deich hochgeschoben werden, wobei es auch zerbrechen kann.

Diese Kräfte, die horizontale Belastung und das Hinaufschieben von Eisschollen auf einen Deich, stellen einen dynamischen Eisdruck dar. CARSTENSEN (2008) führt für die Berechnung des dynamischen Eisdruckes in Form des Eisstoßes $F_{H,St}$, d.h. für die horizontalen Kräfte, die beim Auftreffen einer Eisscholle auf ein Bauwerk wirksam werden, einen Berechnungsansatz aus einer russischen Norm und nach KORZHAVIN (1971) an. Unter Berücksichtigung der Geschwindigkeit des Eisfeldes (v_i (m/s)), analog auch die Oberflächengeschwindigkeit des Fließgewässers, der Oberfläche einer Eisscholle (A_i (m²)), der Eisschollendicke (h_i (m)) und der an der russischen Vorschrift ausgerichteten Normfestigkeit des Eises ($\sigma_N = 0,45 \dots 0,75$ MN/m²) kann mit Formel 5.25 die Kraft infolge Eisstoßes berechnet werden:

$$F_{H,St} = 0,07 \cdot v_i \cdot h_i \cdot \sqrt{A_i \cdot \sigma_N} \quad (\text{MN}) \quad (5.25)$$

Als Beispiel für Formel 5.25 soll die Abb. 4.33 gelten. Es ist dort u.a. eine Eisscholle mit einem Durchmesser von 10 Meter zu sehen. Bei einer Eisscholle von 0,30 m Dicke und bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 2,0 m/s ergibt sich folgende Berechnung:

$$F_{H,St} = 0,07 \cdot 2,0 \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot 0,30 \text{m} \cdot \sqrt{78,5 \text{m}^2 \cdot 0,75 \frac{\text{MN}}{\text{m}^2}} = 0,322 \text{ MN}$$

Nach CARSTENSEN (2008) wird dabei davon ausgegangen, dass die Eisscholle nicht durch Spröbruch bricht oder auseinander fällt und die Eisscholle total auf die Böschung (Bauwerk) trifft. Einen variablen Parameter stellt natürlich die Normfestigkeit des Eises dar.

Bei Fließgewässern kommen noch die Schubkräfte durch die Strömung des Wassers an der Eisunterseite hinzu (siehe Formel 5.26) (CARSTENSEN, 2008):

$$\tau_{H_2O} = \rho_{H_2O} \cdot C_2 \cdot v^2 \quad (5.26)$$

wobei für C_2 (Reibungskoeffizient /Eis/Wasser) ein Wert u.a. für Frischwassereis von 0,002 anzusetzen ist.

In der Regel ist die Bestimmung oder Schätzung der wirksamen Eisfläche zur Übertragung der Schubspannungen häufig schwierig. Aus diesem Grunde empfiehlt CARSTENSEN (2008), mit der zuverlässiger zu ermittelnden Versagenslast des Eises zu rechnen.

Neben diesen horizontalen Kräften (dynamischer Eisdruck) durch das treibende Eisfeld gibt es auch die Möglichkeit, dass das Eisfeld nicht nur auf den Deich hinaufgeschoben wird, sondern dass es dabei auch zerbricht wie die Abb. 5.29 zeigt. Hier handelt es sich bei den zerbrochenen Eisschollen um vertikale Eislasten, die auf den Deich drücken.

Als vertikale Eislast, durch infolge Eishochwassers auf die Deiche geschobenes Eis, wird eine 10 cm dicke Eisschicht entsprechend $p_E = 0,9 \text{ kN/m}^2$ angenommen, zusätzlich zu einer möglichen Schneelast. Ohne Schneelast würden $0,9 \text{ kN/m}^2$ einem Gewicht von 91,8 kg (900 N./ 9,80665 kg für 1 N) entsprechen. Dieses ließe sich überprüfen, denn 1 m^3 Eis entsprechen dem Gewicht von 918 kg (spezifisches Gewicht von Eis 0,918). Bei einer 10 cm dicken Eisdecke wären das 91,8 kg. An der Oder wurden aber auch schon dickere Eisschollen und Eisschichten auf Deichen gefunden. Bei einer Eisscholle von 30 cm Dicke und einem Durchmesser von ca. 3 Metern und einer Eisdicke von 0,30 m ergibt sich ein Volumen von $2,11 \text{ m}^3$, was einer Masse von 1,94 Tonnen entspricht und bei einem stark durchweichenden Deich ein Stabilitätsproblem ergeben könnte.

CARSTENSEN (2008) gibt noch eine weitere Möglichkeit an, wie ein Deich geschädigt werden kann. Er gibt die Belastung eines Deiches an, an dem eine Eisschlammmasse parallel zur Fließrichtung den Deich tangiert. Dabei können auch rotierende Eisschlammmassen und Eisschollen eine Rolle spielen.

Ein solches Szenario könnte der Grund für die Schäden am Deich in Abb. 5.32 sein.



Abb. 5.32 Zur Hälfte eingestauter und beschädigter Deich im Artlenburger Deichverband an der unteren Mittelelbe beim Eishochwasser 2003 (Foto: Thiemann (THIEMANN, 2003))

Die Belastung parallel zur Fließrichtung auf Ufer und Deckwerke wird dabei durch

$$P_S = \varepsilon \cdot \frac{F_S}{L_{BW}} \quad (5.27)$$

ausgedrückt. Darin wird ε mit 0,7 für sandige Böden, 0,8 für bindige Böden und 0,9 für felsige Ufer verwendet.

Die Belastungsformel für das Aufschieben von gestauten Eisschlamm Massen ist:

$$F_S = L_{BW} \cdot L_{\text{Stau}} \cdot (4 \cdot p_\mu \cdot p_v \cdot p_i \cdot p_{\mu\alpha}) \quad (5.28)$$

mit:

$$p_\mu = 5 \cdot 10^{-6} \cdot v_{\text{max}}^2 \quad (\text{MN/m}^2)$$

$$p_v = 5 \cdot 10^{-6} \cdot h_i \cdot v_{\text{max}}^2 / L_m \quad (\text{MN/m}^2)$$

$$p_i = 9,2 \cdot 10^{-3} \cdot h_i \cdot I_{Wsp} \quad (\text{MN/m}^2)$$

$$p_{\mu\alpha} = 2 \cdot 10^{-8} \cdot v_{wi}^2 \quad (\text{MN/m}^2)$$

CARSTENSEN (2008) und andere zeigten auf, welche horizontalen und vertikalen Kräfte auf einen Deich einwirken.

Diese Kräfte stellen eine Belastung zunächst der obersten Schicht eines Deiches dar. Es wird nach SIMMER (1994) unterschieden nach ständigen Lasten (z.B. Eigenlasten des Bauwerkes – Deiches) und Verkehrslasten, die nur zeitweilig wirken. Hierzu zählt u.a. auch der Eisdruck. Während nach DIN 1054 der Lastfall 1 die ständigen Lastfälle behandelt, zählen zu Lastfall 2 die Lasten nach Lastfall 1 und zusätzlich nicht regelmäßig auftretende Verkehrsbelastungen. Nach EAU (2005) entspricht der Lastfall 2 einer vorübergehenden Bemessungssituation, während der Lastfall 3 einer außergewöhnlichen Bemessungssituation entspricht. Nach einer Richtlinie der Freien und Hansestadt Hamburg vom 19. Februar 2008 (Berechnungsgrundsätze für Hochwasserschutzwände, Flutschutzanlagen und Uferbauwerke im Bereich der Tideelbe der Freien und Hansestadt Hamburg, Amtlicher Anzeiger, Nr. 14 vom 19.2.2008, Anlage 2, S. 469) wird der Lastfall Eisdruck dem Lastfall 3 zugeordnet. Er ist statisch in ungünstiger Höhe zwischen NN -2,00 m und NN +5,00 m mit einer Linienersatzlast von 30 kN/m anzusetzen. Auch der Treibgutstoß ist im geringsten Falle mit 30 kN/m anzusetzen und zwar auf der Luvseite, was ja bei treibenden Eisschollen der Fall sein könnte. Grundsätzlich dienen diese Lastfälle mit ihren Teilsicherheitsbeiwerten dazu, die Standfestigkeit von Bauwerken, also auch Deichen, zu berechnen. In Hamburg wurden konkrete Werte genannt. Die Tideelbe von Hamburg reicht bis kurz vor die Staustufe Geesthacht, in der es besondere Eisprobleme durch das ab- und auflaufende Eis infolge der Tidebeeinflussung gibt.

Aus der Abb. 5.28 ist ersichtlich, dass das Eis beim Auftreffen auf den Deich scheinbar nicht zerbrochen ist, sondern in den Deich eingedrungen und diesen aufgeschlitzt hat. Das ist

aber nur möglich, wenn die Druckfestigkeit des Eises größer als die Widerstandfestigkeit der Außenböschung ist.

Auch die Abbildungen Abb. 5.28, Abb. 5.30 und Abb. 5.32 zeigen Szenarien, bei den Eis Schäden an der Außenböschung von Deichen verursacht hat.

Neben den auf die Deiche wirkenden Kräfte sind aber weitere Situationen vorstellbar:

- Der Deich ist bis zu einer gewissen Tiefe gefroren.
- Der Boden des Deiches ist teilweise gefroren und teilweise wieder aufgetaut.
- Der Boden ist durch vorherigen Regen aufgeweicht.
- Es liegt Schnee auf einem trockenen oder teilweise nassen oder bereits durchnässten Deich, der bereits vorher gefroren war.
- Der Deich ist durch einen Eisstau infolge Eisversetzungen teilweise durchweicht.

Darüber hinaus gibt es noch Mischformen oder Kombinationen der oben erwähnten Situationen. Für alle diese Fälle gibt es keine klar umrissenen Stabilitätswerte für die gefährdete Außenböschung. Es wird daher auf einzelne Gesichtspunkte eingegangen, die sich auf die Stabilität auswirken. Unter dynamischer Belastung zeigen die meisten Materialien ein anderes Bruchverhalten als unter statischer Belastung. Einerseits nimmt die Bruchfestigkeit wegen der höheren Belastungsgeschwindigkeit zu, andererseits ergibt sich durch die zahlreichen Belastungszyklen eine Art Ermüdung, die zu einer Reduktion der Festigkeit führt.

Im Folgenden sollen die einzelnen Konsistenzen der Böden, also auch die gefrorenen Böden, auf ihre Widerstandskraft gegen eindringende Eisschollen untersucht werden. Das ist insofern von Bedeutung, weil durchaus eine stark beschädigte Außenböschung eines Deiches eine Gefahr für die Stabilität des gesamten Deiches darstellen kann. Bei einem plötzlichen Wasseranstieg könnte der beschädigte Deich durchspült werden. Es könnte zu einem Deichbruch kommen.-.

Welche Widerstände leistet ein Deich gegenüber den antreibenden Eisschollen, bzw. Eisfeldern?

Von THIEMANN (2003) ist bekannt, dass das antreibende Eisfeld sich bis zu 75 cm in die Außenböschung des Deiches hineinbohrte und den Kleiboden bis zu zum Sandkern herausriss (siehe Abb. 5.28). Beim Auftreffen eines Eisfeldes auf den Deich kann es sich um eine schnelle Belastung auf einen wassergesättigten, kohäsionslosen Boden aus sandigem und siltigen Material handeln, wenn z.B. die Grasnarbe geschädigt war.

Um die Widerstände einer Außenböschung eines Deiches feststellen zu können, sind zunächst die Eigenschaften eines Deiches zu überprüfen.

Ein „idealer“ Deich ist in der Regel ein Drei-Zonen-Deich. Ein Drei-Zonen-Deich hat in seiner Deckschicht eine Grasnarbe auf einem Mutterboden. Darunter befinden sich eine Kleischicht und darunter der Sandkern. Die Stärke der einzelnen Schichten und die Zusammensetzung können je nach örtlichen Gegebenheiten leicht voneinander abweichen. Ältere, noch nicht nach den neuesten Erkenntnissen gebaute Deiche können ebenfalls von der Norm abweichen.

Ein Beispiel aus der Praxis zeigt einen sanierten Elbdeich aus dem Artlenburger Deichverband:

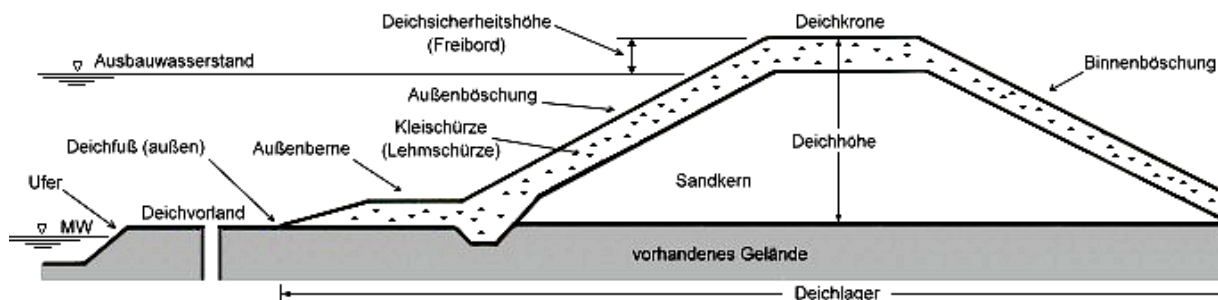


Abb. 5.33 Elbdeich im Artlenburger Deichverband (ARTLENBURGER, 2011)

„Der Deichkörper besteht aus einem Sandkern, meist direkt per Spülbagger aus der Elbe gewonnen, der binnen- und außendeichs mit schwer durchlässigem Material wie Kleie oder Lehm abgedeckt ist. Diese Abdeckung beträgt 0,6 bis 1,0 m außen und 0,5 m innen. Die Böschungen sind nunmehr 1:3 abgeflacht. Unter Berücksichtigung des höchsten beobachteten Wasserstandes über dem zu schützenden Binnenland, der starken Besiedlung dieses Gebietes und der Möglichkeit der Eisversetzung wurde die Deichhöhe mit 1,00 m über dem höchsten bekannten eisfreien Hochwasserstand von 1895 bestimmt. Im Bereich der Ortslagen wird der Freibord, d.h. die Deichsicherheitshöhe noch um weitere 20 cm erhöht, um hier auf jeden Fall ein Überströmen der Deiche bei katastrophalen Abflüssen oder Eisversetzungen zu verhindern. In die gesamte Deichoberfläche wird abschließend eine 5 cm starke Oberbodenschicht eingearbeitet, um den Grasaufwuchs auf den häufig aus sterilen tieferen Schichten stammenden Klei zu ermöglichen, wobei die Einsaat in einer Menge von 10g/m^2 mit einer besonderen Gründlandgrassaatzmischung besteht (ARTLENBURGER, 2011).

Die oberste Schicht eines Deiches ist die Grasnarbe, welche idealerweise mit dem Mutterboden tief verwurzelt sein soll. Diese Grasnarbe soll zunächst einmal der dynamischen Eisbelastung durch treibende Eisschollen oder ein Eisfeld standhalten. In Kapitel 5.2.4.5.1 wurden bereits die Belastungen der Außenböschung eines Deiches durch die Schleppspannung behandelt.

Unterhalb der Grasnarbe besteht der Deich aus Mutterboden und darunter aus Klei. In beiden Fällen handelt es sich bei den Bestandteilen eines Deiches um unterschiedliche

Bodenarten. Gemäß DIN 18123 wird unterschieden in grobkörnige (nichtbindige) Böden mit Feinanteilen (Schluff und Ton) von weniger als 5 %, feinkörnigen (bindigen) Böden mit Feinanteilen größer 40 % und gemischtkörnigen Böden mit Feinanteilen zwischen 5 und 40 % (ACHMUS, 2008). Feinkörnige (bindige) Böden besitzen eine Kohäsion, d.h. eine Festigkeit, die unabhängig von der Reibung und damit von der auf das Korngerüst wirkenden Spannung ist. Diese feinkörnigen (bindigen) Böden nennt man kohäsiv. Im Gegensatz zu den grobkörnigen (nichtbindigen) Böden lassen sie sich plastisch verformen.

Ein Boden besteht nach ACHMUS (2008) grundsätzlich aus drei Teilen: Körner, Wasser und Luft. Je nach ihrem Anteil am Boden spricht von bindigen, nichtbindigen und gemischten Böden. Ist der Boden gefroren, so kommt noch ein vierter Teil dazu, das Eis, d.h., es sind Teile des Wassers im Boden gefroren. Je nach Verteilung der Anteile der einzelnen Bodenarten ist auch ihre Festigkeit (Scherfestigkeit, Kohäsion, Spannung etc.).

Die Konsistenz, welche u.a. Steifigkeit und Festigkeit eines feinkörnigen (bindigen) Bodens bestimmt, hängt vom Wassergehalt und von der Art bzw. dem Wasserbindungsvermögen der Tonminerale ab. Sie wird auch durch die Plastizitätseigenschaften gekennzeichnet. Diese wiederum werden durch die Fließgrenze w_L und die Ausrollgrenze w_P definiert. Die Plastizitätszahl I_P ist als Differenz von Fließ- und Ausrollgrenze definiert: $I_P = w_L - w_P$. Abhängig von der Fließgrenze und der Plastizitätszahl werden feinkörnige (bindige) Böden gemäß DIN 18196 als Tone, Schluffe oder organische Böden eingestuft (ACHMUS, 2008).

Ein Deich, der ja aus unterschiedlichen Bodenarten besteht, kann aber zusätzlich durch lang anhaltenden Regen oder durch eingestauten Hochwasser stark aufgeweicht, also geschädigt sein, oder er kann nach einer Frostperiode aufgetaut und weich geworden sein. Abb. 5.32 könnte ein solches Szenario zeigen. Hierdurch ist seine Festigkeit herabgesetzt.

Nach STAHLMANN et al. (2005) liegen zunächst undrained Verhältnisse vor, da das Wasser nicht sofort entweichen kann. Eine äußere Belastung wird vorerst vom Porenwasser aufgenommen. Dabei entsteht ein Porenwasserüberdruck. Wenn Drainagemöglichkeiten gegeben sind, baut sich dieser abhängig von der Wasserdurchlässigkeit des Bodens ab und geht auf das Korngerüst über (Konsolidation). Ist keine oder nur eine teilweise Drainage möglich und wird der Boden zyklisch oder dynamisch belastet, so kann der Porenwasserüberdruck nicht abgebaut werden. Da sich Totspannungen σ nicht verändern (Kräftegleichgewicht), bedeutet eine Erhöhung der Porenwasserdrücke und eine Abnahme der effektiven Spannungen σ' im gleichen Maße, dass es im schlimmsten Fall bis zu einem völligen Verlust der effektiven Spannung kommen kann. Einhergehend mit der Abnahme der effektiven Spannung reduziert sich die Scherfestigkeit des Bodens. Wird die äußere Belastung nur noch vom Porenwasser aufgenommen, sind die Eigenschaften des Bodens vergleichbar mit den Eigenschaften des Wassers. Der Boden hat sich verflüssigt.

Von ACHMUS (2008) ist bekannt, dass bei feinkörnigen (bindigen) Böden deren Festigkeit und Konsistenz vom Wassergehalt abhängt. Bindige Böden ändern mit dem Wassergehalt ihre Zustandsform. Sie sind bei hohem Wassergehalt flüssig und gehen bei abnehmendem

Wassergehalt vom flüssigen in den plastischen und schließlich in den festen Zustand über. Im wassergesättigten Zustand wirken zwischen den mit Wasser umhüllten Bodenteilchen lediglich geringe Reibungskräfte, so dass der wassergesättigte Boden auseinanderfließt. Die Haftfestigkeit (Kohäsion) bindiger Böden nimmt also mit zunehmendem Wassergehalt ab (SIMMER, 1994).

Gleichzeitig nimmt aber auch die Scherfestigkeit bindiger Böden ab wie Abb. 5.34 zeigt:

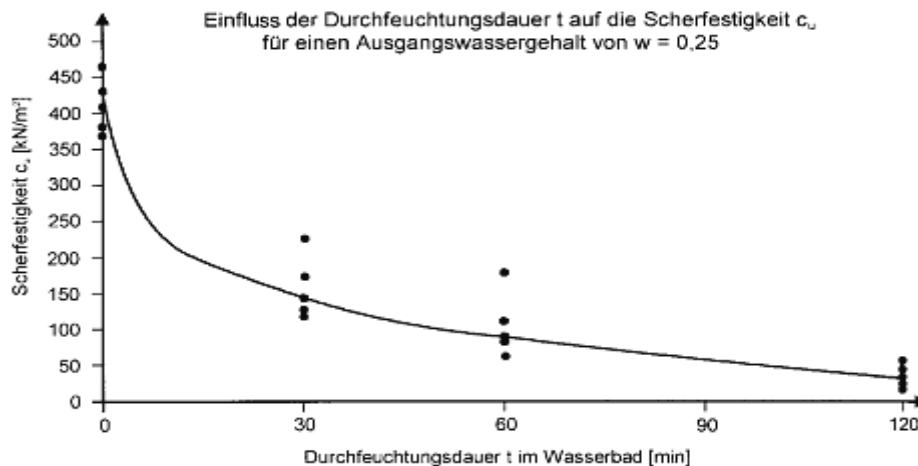


Abb. 5.34 Festigkeitsabnahme eines sandigen, tonigen Schluffs (Klei) bei Vernässung (BROMBACH et al., 2001)

Aus Abb. 5.34 ist ersichtlich, dass bereits nach 2 Stunden nur noch eine Scherfestigkeit von Klei bei Vernässung von ca. 30 kN/m² gegeben ist.

Bei grobkörnigen (nichtbindigen) Böden wird die Scherfestigkeit nach DACHROTH (2002) ausschließlich durch den Reibungsanteil und bei feinkörnigen (bindigen) Böden durch Reibung und Kohäsion bestimmt. Die Scherfestigkeit ist beim Bau eines Deiches zu berücksichtigen. Würde z.B. ein Deich nur aus Sand und Kies bestehen, so läge der Reibungswinkel, der dem Böschungswinkel trocken aufgeschütteter Massen entspricht, bei 30 bis 40°. Die Scherfestigkeit eines solchen Deiches wäre bei einer Böschungsneigung von 1:3 (18.4°) an der Außenböschung noch gegeben.

Bei bindigen Böden besteht, infolge des hohen Wassergehaltes bei Frost, außerdem die Gefahr der Kristallisation. Wenn dieses Wasser gefriert, dann setzt es sich in Form von Eislinsen und Eisbändern ab. Während der Kristallisation ziehen diese Eisbänder das Wasser aus der Umgebung der Frostzone an sich. Durch die Anziehung der zusätzlichen Feuchtigkeit aus dem noch nicht gefrorenen Boden erhöht sich der Wassergehalt. Das geschieht durch die im Boden befindlichen kleinen Kapillaren, durch die das Wasser aus der Tiefe bis an die Frostgrenze hoch gedrückt wird und dort gefriert. Daher sind diese Böden frostgefährdet. Der wesentlich erhöhte Wassergehalt setzt beim Auftauen dieser bindigen

Böden die Scherfestigkeit, also die Kohäsion und die Reibung, herab, und der Boden weicht oberhalb der noch gefrorenen Schicht auf (KRASS et al., 2009).

Bei diesen wassergesättigten Böden entstehen beim Gefrieren nach SCHEFFER & SCHACHT-SCHABEL (2010) Gefrierdrücke bei -1°C von 13 kN/m^2 oder 13 MPa und bei -20°C von ca. 200 kN/m^2 oder 200 MPa . Die entscheidende Rolle bei dieser Auswirkung spielt dabei meist der beim Wachstum der Eiskristalle entstehende Kristallisationsdruck, weil dieser sich auch in Böden auswirken kann, die nur teilweise mit Wasser gesättigt sind. Er entsteht, wenn der regel-mäßige Aufbau der Eiskristalle behindert wird. Der Kristallisationsdruck des Eises ist unter diesen Bedingungen relativ niedrig. Er beträgt bei -5°C etwa $0,13\text{ kN/m}^2$ oder $0,13\text{ MPa}$. Das reicht jedoch aus, um eine mehrere Meter dicke Bodenschicht hochzuheben. Diese Probleme können bei der Infiltration von Wasser in Deiche auftreten. Die Größe der Frosthebungen wird nach JESSBERGER & JAGOW-KLAFF (2001) dabei hauptsächlich von den folgenden

Faktoren bestimmt:

- Bodeneigenschaften wie Kornverteilung, Tonmineralogie,
- Möglichkeiten des Wassernachschubs,
- Wärmeentzugsrate und
- Auflast.

Beim Auftauen von gefrorenem Boden geht nach DACHROTH (2002) die verfestigende Wirkung des Eises verloren. Die beim Gefriervorgang eingetretene Volumenausdehnung (Frosthebung) geht zurück (Sackung). Das beim Auftauen freiwerdende Wasser kann vielfach nicht abfließen und nicht versickern. Der stark aufgeweichte Boden kann zusätzlich Wasseransammlungen an Stellen von Eislinen und Eisspalten enthalten. Die Scherfestigkeit des aufgetauten Bodens ist dadurch stark reduziert. Nach SIMMER (1994) entsteht an Böschungen mit der Eislinenbildung eine Feinschichtung des Bodens parallel zur Geländeoberfläche. Taut das Eis, so wird der Boden durch die Wasserübersättigung breiig und rutscht etwa in Höhe der Frostgrenze ab.

Diese Situation kann auch an der Außenböschung eines Deiches eintreten. Das Wasser am eingestauten Deich taut den Boden auf. Das Wasser aus dem Deich kann nicht abfließen, da der Deich eingestaut ist. Der Boden wird aufgeweicht und kann absacken (siehe Abb. 5.32).

Grundsätzlich spielt die Scherfestigkeit bei einem Deich eine grundlegende Rolle, weil dadurch seine Standfestigkeit dokumentiert wird. An dieser Stelle soll aber nicht vertiefend darauf eingegangen werden, weil die Standsicherheit auch ein Aspekt eines normalen Hochwassers ist. Es wird daher auf einschlägige Literatur wie DAVIDENKOFF (1964), KORTENHAUS (2002) und in jüngster Zeit von MÜLLER (2007), HASELSTEINER (2007) und STEUERNAGEL (2008) verwiesen, die sich u.a. auch mit der Standsicherheit von Deichen befasst.

Bei der Festigkeit von Deichen in Bezug auf Eishochwasser spielt neben der Scherfestigkeit auch die Druckfestigkeit σ_u eine entscheidende Rolle. Sie ist nach DACHROTH (2002) die maximale Spannung (Bruchspannung) σ_{max} , die ein einaxial belasteter Körper aufnehmen kann. Danach wird dieser belastete Körper (Deich) verformt (Erreichen der Fließspannung) oder zerstört (Erreichen der Bruchspannung). Die Festigkeit wird dabei durch die Dauer der Belastung und durch die Geschwindigkeit der Lastaufbringung beeinflusst. Unter Fließen versteht man das Verschieben der Feinanteile eines Körpers, das zu einer bleibenden Änderung seiner inneren und äußeren Form führt. Eine langsam fließende Verformung unter gleichbleibender, ständiger Belastung wird als Kriechen bezeichnet. Die Kriechverformung kann bei gleichbleibender Belastung zur Verdichtung führen, sie kann abklingen, konstant bleiben oder sich steigern und zum Bruch führen (Bruchfließen bzw. Bruchkriechen). Auf die Deichaußenböschung bezogen, kann ein auftreffendes Eisfeld in den Boden eindringen und zunächst durch das Verdrängen des Porenwassers „verdichten“ bis es durch weitere nachschiebende Eisschollen zu einem Bruch des Bodens kommt (DACHROTH, 2002).

SCHWARZ (1970) ermittelte in Versuchen die einaxiale Druckfestigkeit z.B. des Elbeees. Mit der einaxialen Druckfestigkeit nach DIN 18136 (SIMMER, 1994) (Druckfestigkeit von Bodenproben bei unbehinderter Seitendehnung) könnte auch die Außenböschung eines Deiches untersucht werden, denn unter Druckfestigkeit kann auch der Eindringwiderstand eines Bodens verstanden werden. Bei dem einaxialen Druckversuch baucht der Boden unter der Stauchung allmählich aus, und es zeigen sich Scherfugen und Risse. Analog zu den Versuchen stauchen die Eisschollen den Boden, bis sich Verformungen zeigen. Nach HARTGE & HORN (2009) ist der Eindringwiderstand eine sich ständig ändernde Eigenschaft. Versuche in der Natur durch auftreffende Eisschollen auf einen Deich wurden noch nicht durchgeführt und wären aufgrund der damit verbundenen Gefahren auch nicht zulässig. Stattdessen werden Versuche mit einer Schlagsonde durchgeführt, die vertikal auf den Boden trifft. Das mag allenfalls den Eindringwiderstand für die Deichkrone oder die Berme feststellen. Beim Auftreffen von Eisschollen auf einen Deich wirken aber horizontale Kräfte, sei es als Stoß- oder Schneidekräfte (kreisende Bewegungen der Eisschollen). Der Widerstand ist dabei von 3 Faktoren abhängig, nämlich vom Porenvolumen, dem Wassergehalt und der Konsistenz, bzw. dem Scherwiderstand. Der Eindringwiderstand eines Bodens wird nach HARTGE & HORN (2009) dadurch bestimmt, dass der Zusammenhang zwischen der Eindringtiefe und dem dazu benötigten Kraftaufwand festgestellt wird (Seitendrucksondierungen). Als Eindringtiefe lässt sich die Intensität und Form der Ausdehnung einer mechanischen Belastung im Boden feststellen, die von der Eigenfestigkeit des Bodens abhängt. Generell gilt, dass jede mechanische Belastung im Boden stets dreidimensional übertragen wird, wobei Form und Tiefenausdehnung der Äquipotentiale (Linie gleichen Drucks im Boden) von der Eigenfestigkeit, der Auflasthöhe (bei Eisschollen der Ausdehnung des Eisfeldes) und der Lastfläche abhängen (Auftrittsbreite der Eisschollen).

Aus diesen Ausführungen geht hervor, dass es viele Eigenschaften des Bodens der Deichaußenböschung geben kann (gefroren, aufgetaut, durchweicht) und weitere Gegebenheiten des auftreffenden Eisfeldes (größere Eisschollen oder ein großes Eisfeld). Davon wiederum hängt die Widerstandsfähigkeit des Deiches gegen äußere und innere Belastungen ab.

Im Folgenden wird auf die Druckfestigkeit eines gefrorenen Bodens eingegangen, weil von diesen Eigenschaften des Bodens die stärksten Widerstände gegenüber den auftreffenden Eisschollen ausgehen.

Nach DACHROTH (2002) unterscheidet sich gefrorener Boden vom lockeren Boden durch die verfestigende Wirkung des Eises. Mit zunehmendem Eisgehalt erhöht sich die Festigkeit des gefrorenen Bodens. Gefrorener Boden ist höher belastbar als nicht gefrorener Boden.

Unter der Annahme, dass der Deich gefroren ist, beträgt die Druckfestigkeit der unterschiedlichen Bodenarten die in Tab. 5.7 angegebenen Werte.

Tab. 5.7 Festigkeitseigenschaften gefrorener Böden in Abhängigkeit von der Standzeit (Voraussetzung: $T = -10^{\circ}\text{C}$, Boden wassergesättigt). σ_D = einaxiale Druckfestigkeit; φ , c = Scherparameter (JESSBERGER & JAGOW-KLAFF, 2001)

Bodenart	Zustand	Kurzzeiteigenschaften				Langzeiteigenschaften			
		σ_D	φ	c	E-Modul	σ_D	φ	c	E-Modul
		MN/m ²	–	MN/m ²	MN/m ²	MN/m ²	–	MN/m ²	MN/m ²
Nicht-bindig	dicht	7	38	2	600 – 900	4	22	1,4	260 – 400
	mitteldicht	5	30	1,5	500	3,5	15	1,2	250
Bindig	halbfest	3	20	1	400 – 500	2	10	0,8	200 – 260
	steif	2,5	15	0,8	300	1,5	7,5	0,6	120

Nach HAGER (2001) hat das Süßwassereis eine Druckfestigkeit von 1,2 bis 1,5 MN/m². LATTERMANN (2005) setzt beim Eis eine Flächenlast von 2,5 MN/m² an und zwar als Produkt der Druckfestigkeit des Eises und der Angriffsfläche (Dicke des Eises mal Breite). Einer nicht geschädigten und gefrorenen Grasnarbe mit dem darunter befindlichen nichtbindigen Boden dürfte diese Belastung kurzfristig keinen Schaden anrichten. Bei einer geschädigten Grasnarbe, z.B. durch Beschattung und teilweise durch Schubspannung herausgelösten Bodenpartikeln könnten bereits bindige Böden freiliegen. In diesem Fall könnte die Flächenlast von 2,5 MN/m² und die Druckfestigkeit von bindigen Böden (Klei) von 1,5 bis 2 MN/m² eine Bedrohung für den Deich darstellen. Zusätzlich kommt bei bindigen Böden nach JESSBERGER & JAGOW-KLAFF (2001) noch hinzu, dass bindiger Boden neben dem geringeren Struktur-

widerstand noch einen höheren Anteil an ungefrorenem Wasser enthält. Das bewirkt eine verminderte Druckfestigkeit.

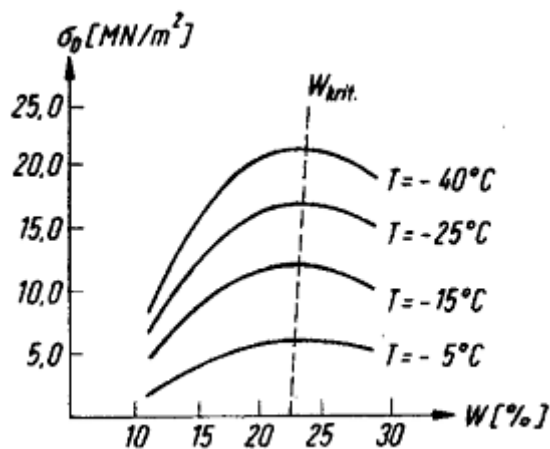


Abb. 5.35 Einaxiale Druckfestigkeit in Abhängigkeit vom Wassergehalt des Bodens (JESSBERGER & JAGOW-KLAFF, 2001)

Abb. 5.35 zeigt die einaxiale Druckfestigkeit eines sandigen Schluffs. Mit steigendem Wassergehalt erhöht sich die Druckfestigkeit, allerdings nur bis zu einem gewissen Wassergehalt, um dann wieder abzusinken. Bei tieferen Temperaturen ist die Druckfestigkeit höher. Das liegt daran, dass sich bei abnehmender Temperatur die Menge an noch nicht gefrorenem Wasser in gefrorenem Boden verringert.

Obwohl diese Versuche nicht in der Natur stattgefunden haben, könnten diese Werte einen Anhaltspunkt für die Druckfestigkeit eines gefrorenen Teils eines Deiches sein.

Neben den Gefahren für die Außenböschung eines „normalen“ Deiches gibt es Besonderheiten bei einem scharliegenden Deich, der vielleicht noch in einer Flusskrümmung liegt. CARSTENSEN (2000) dokumentiert detailliert die Strömungsverhältnisse in Krümmungen. Zusammengefasst kann gesagt werden, dass die Strömung in einer Gerinnekrümmung durch die Spiralströmung, eine gegenüber dem geraden Gerinne veränderte Verteilung der Hauptgeschwindigkeitskomponente, das radiale Wasserspiegelgefälle und lokale Vergrößerungen der Schubspannung (Schleppspannung) gegenüber einem geraden Fließgewässerabschnitt gekennzeichnet ist. Durch die in Richtung des konvexen Ufers gerichtete Zentrifugalkraft kommt es zu einer Anhebung des Wasserspiegels am sogenannten Prallhang. Liegt dieser Prallhang unmittelbar an einem scharliegenden Deich, so ist hier bei einem Hochwasser, also auch bei einem Eishochwasser, der Wasserstand an dem Deich höher als am Gleithang. Ein treibendes Eisfeld kann höher auf den Deich auflaufen, aber auch bei einer Eisversetzung können sich bereits wenige Zentimeter zu einem Überströmen des Deiches führen. Diesem Aspekt sollte bei einem möglichen Schutz durch ein spezielles Deckwerk

Rechnung getragen werden, indem das Deckwerk am Prallhang fast bis zur Deichkrone reichen sollte.

5.3 Verhinderung von Schäden an Deichen infolge Eis

Es gibt einige Möglichkeiten, um Schäden an Deichen infolge Eiseinwirkungen zu verhindern.

Eine Möglichkeit, um Schäden an Deichen durch treibende Eisschollen und Eisversetzungen zu verhindern, ist, dem Fluss mehr Raum zum Ausufern zu geben. Ein Beispiel dafür ist der Elbdeich bei Radegast, die sogenannte „Radegaster Nase“ oder „Haken“ bei Strom-km 554,8 (siehe Abb. 4.41). Da unmittelbar an der „Radegaster Nase“ der Ort Radegast liegt, konnte eine Deichrückverlegung an dieser Stelle nicht stattfinden. Stattdessen verlegte man den Deich auf der rechtselbischen Seite zwischen Neu-Garge und Mahnkenwerder, auf einer Länge von 5,5 km ca. 130 m ins Landesinnere, um durch Vergrößerung des hydraulischen Radius den Hochwasserabfluss zu verbessern. Gleichzeitig erhöhte man den um 0,50 m gegenüber dem Sollmaß zu niedrigen Deich und verbeiterte die Deichkrone von 3,5 m auf die erforderlichen 5 m. Zur Sicherung gegen Eisgefahren erhält die wasserseitige Deichböschung an exponierten Stellen eine Befestigung aus Rasengittersteinen (MULV, 2008).

Eine weitere Möglichkeit ist, einen scharliegenden Deich mit Betonpflastersteinen zu schützen, wie Abb. 5.36 zeigt.



Abb. 5.36 Deich an der Elbe in der Gemarkung Holtorf bei Schnackenburg mit Betonsteinen als Deckwerk im Jahre 2009 (PUFFAHT, 2009)

Hier beträgt die Grenzscheppspannung nach RÖSSERT (1999) für Pflaster 1:1, 30 cm stark, immerhin 160 N/m^2 , wie Tab. 5.8 zeigt.

Tab. 5.8 Grenzscheppspannung einiger Flussbaukörper (RÖSSERT, 1999)

Rasen, kurze Zeit	$\tau_{crit} = 20 \dots 30 \text{ N/m}^2$
Rasen, lange Zeit	$15 \dots 18 \text{ N/m}^2$
Rasenziegel, fest verwachsen	$25 \dots 30 \text{ N/m}^2$
grober Sand zwischen Flechtzäunen	10 N/m^2
Kies zwischen Flechtzäunen	15 N/m^2
Rauhwehr	40 N/m^2
Flechtzäune	50 N/m^2
Ufersicherung aus Faschinen	70 N/m^2
Pflaster 1 : 1, 30 cm stark	160 N/m^2
Packwerk, abgepflastert	170 N/m^2
Steinwurf aus großen Steinen	240 N/m^2
Trockenmauer auf Holzrost	600 N/m^2
Betonmauer mit Steinverkleidung	600 N/m^2
Steinkisten	1500 N/m^2

Nach PATT et al. (2009) hält ein mit Betonpflastersteinen gesicherter Schardeich eine kritische Geschwindigkeit von ca. $3,6 \text{ m/s}$ aus. Zum Vergleich dazu dient die Fließgeschwindigkeit beim Hochwasser der Elbe 2002 im Bereich Neu-Darchau. Dort betrug nach IKSE (2005) die Fließgeschwindigkeit $1,94 \text{ m/s}$. In Torgau dagegen betrug beim Hochwasser 2002 die Fließgeschwindigkeit $3,6 \text{ m/s}$. Aus Tab. 5.5 ist bekannt, dass eine Scheppspannung von 150 N/m^2 einer Fließgeschwindigkeit von $3,5 \text{ m/s}$ entspricht. An den dortigen scharliegenden Deichen könnte es bei einem Eishochwasser aufgrund der Fließgeschwindigkeit durchaus Probleme geben.

TOBIAS (2003) stuft die Übergänge als besonders problematisch ein. Hier kommt es durch die verschiedenen Bauweisen wie Betonpflastersteine und anschließend einen mit Rasen bepflanzten Deich zu abrupten Wechseln in der Gerinnerauigkeit. Dadurch können Spannungsspitzen auftreten, die zu örtlichen Uferanrissen oder Kolken führen. Diese kleinräumigen Anrissstellen sind häufig Ausgangspunkte für großflächige Erosionen. Das trifft nicht nur bei normalem Hochwasser auf, sondern auch bei Eishochwasser. Hier können die Eisschollen an dem mit Betonpflastersteinen gesicherten Schardeich entlangtreiben. Am Ende der mit Betonpflastersteinen gesicherten Deichstelle können sie dann Gras und Sand aus dem Deich herausreißen (siehe Abb. 5.10) oder scharfkantige Schollen bleiben an dem Rasen hängen und dringen dann in den Deich ein (siehe Abb. 5.28). In diesen Fällen sollte der Schardeich möglichst auf einer längeren Strecke und höher die Deichaußenböschung hinauf durch Betonpflastersteine gesichert werden.

Eine weitere Möglichkeit, um Schäden an Deichen durch Eisversetzungen zu verhindern, sind flussbauliche Maßnahmen. Dazu wurden durch GARBRECHT (1982) Versuche am Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig durchgeführt, um Lösungsmöglichkeiten für eine bessere Eisabfuhr im Raum Jasebeck an der Elbe (Strom-km 513-516) zu finden.

Im Jasebecker Bogen kam es in der Vergangenheit immer wieder zu Eisversetzungen (z.B. 1888 und 1947) mit anschließenden Deichbrüchen bzw. Deichüberflutungen. Ursächlich sind die 1931 begonnen und infolge des Krieges nicht vollendete Niedrigwasserregulierung und die örtliche Flussmorphologie, die durch eine scharfe Krümmung und zwei ausgeprägte Bereiche mit Untiefen charakterisiert wird. Es handelt sich hier um die bis dato nicht ausgebaute sogenannte Elbe-Reststrecke von Strom-km 504,6 – 523,9 (GARBRECHT, 1982).

Planungen zur Verringerung der Hochwassergefahren bei Eisversetzungen im Raum Jasebeck gehen bis zum Jahre 1902 zurück. Der erste Entwurf sah umfangreiche Vorlandabgrabungen mit Beseitigung der Uferrehnen auf dem linken Elbufer vor. In einem zweiten Entwurf (1954) sollte als Teillösung eine etwa 200 m breite Flutmulde zwischen der Uferrehne (Anm.: Eine Uferrehne ist ein böschungsnaher, bzw. Ufer begleitender Wall aus Feinteilen, der auf natürliche Weise durch Anlandungen entstanden ist (HND BAYERN, 2009).) und dem Deich auf dem linken Vorland geschaffen werden. Die Realisierung der Pläne scheiterte jedoch aus Kostengründen und wegen unlösbarer hydraulischer Probleme. Die Auswirkungen derartiger Baumaßnahmen auf die Strömungsverhältnisse in der Elbe und damit auf die Eisprobleme sind rechnerisch nicht vorherzubestimmen. Gesicherte Aussagen lassen sich nur durch Modellversuche treffen. Das Wasserwirtschaftsamt Lüneburg beauftragte daher im Namen des Dannenberger Deichverbandes am 19.2.1979 das Leichtweiß-Institut für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig (GARBRECHT, 1982), um mit Versuchen an einem physikalischen Modell herauszufinden, wie u.a. die Bildung von Eisversetzungen bei Jasebeck verhindert werden kann.

Neben den bereits erwähnten Eisversetzungen mit Deichbrüchen, bzw. Deichüberflutungen in den Jahren 1888 und 1947 in diesem Bereich, kam es nach ROEßLER (1911) allein im Bereich der mittleren Elbe zwischen 1888 und 1909 zu mehr als 20 Eisversetzungen mit Mächtigkeiten bis zu 7 Metern. Nach Messungen des WSA Lauenburg im Winter 1940 betrug dort die Eisdicke der Elbe von Strom-km 562 bis 601,8 bis zu 2,50 Meter. Auch das Eishochwasser des Jahres 1979 führte zu einer Eisversetzung im Bereich einer ausgeprägten Flusskrümmung in der Sassendorfer Bucht. Dabei wurden die Eisschollen bis auf die Deichkrone gedrückt (GARBRECHT, 1982).

Aus dem Modellversuch hat sich nach ELENDR & THIENEL (1987) ergeben, dass Abflussverbesserungen zu erzielen sind, wenn folgende bauliche Maßnahmen durchgeführt werden:

- Eine Flutmulde mit 190 m Breite und einer mittleren Tiefe von 0,5 m und seitlichen Böschungsneigungen von 1:5 beginnend bei etwa Strom-km 512,5 und endend bei Strom-km 516,5 mit einer Abfluss von NN +12,70 m und einer Auslaufordinate von NN 11,60 m.
- Die vorhandenen Uferrehnen sind durch 3 Teilrehnen zu ergänzen zu einem geschlossenen Höhenzug parallel zur Elbe und zwar eine Uferrehne von Strom-km 515,65 bis

516,48, eine Uferrehne von Strom-km 512,3 bis 513,58 und eine von Strom-km 510 bis 511,2.

- Zurücknahme der Deichnase in Uhlenhorst bei Strom-km 513, damit eine 190 m breite Flutmulde schon im Einlaufbereich entstehen kann.
- Aufteilung der beiden großen Bracks bei Strom-km 515,5 und 512 in höchstens 70 m im Durchmesser große Einzelteiflächen.
- Bau eines Leitdammes bei Strom-km 516,5, beginnend vom Hochwasserdeich und endend im Auslauf der Flutmulde.

Durch die Umsetzung dieser Versuche in die Natur würde nach GARBRECHT (1982) in der Elbe bei Strom-km 513 eine ca. 0,90 m und bei Strom-km 516 eine ca. 1,70 m tiefe Flutmulde ergeben. Er wies darauf hin, dass sich durch die Eintiefung die Bildung von Eisversetzungen vermindert werden könnte, sich aber gleichzeitig Geschiebeumlagerungen bei Strom-km 517 – 520 bilden könnten. Insgesamt gibt er an, dass es bei einer Flutmulde von 1,00 m Tiefe möglich ist, den Wasserstand bei Eisversetzungen im Mittelwasserbett (Strom-km 516) abzusenken. Bei einem Durchfluss von $2.000 \text{ m}^3/\text{s}$ würde ein Absinken des Wasserstandes um 0,92 m erreicht. (GARBRECHT, 1982) führte noch weitere Varianten an, durch die bei einer Eisversetzung bei Strom-km 516 der Wasserstand gesenkt werden könnte. Es soll hier nicht auf die einzelnen Varianten eingegangen werden. Das Fazit davon ist, dass durch entsprechende Baumaßnahmen der Wasserstand bei einem Durchfluss von $2.000 \text{ m}^3/\text{s}$ um 0,15 bis 1,00 m gesenkt werden könnte.

Dass Flutmulden eine Möglichkeit sind, bei Hochwasser, also auch bei Eishochwasser, das Wasser besser abzuführen, beschreiben auch ELLMANN et al. (2009). Sie geben an, dass im Bereich der Elbe bereits zwei solcher Flutmulden verwirklicht wurden und zwar bei Strom-km 217 und 218 und das eine bei Strom-km 371 im Bau ist. Sie werden erst bei Wasserständen über MW „aktiv“, d.h. das Wasser wird dann zusätzlich über diese Flutmulde abgeführt. Gegen Erosionen sind sie durch Steinschüttungen und eine Sohlengleite geschützt. Die Flutmulden haben außerdem noch einen hohen naturschutzfachlichen Wert und sind als zum Teil wertvolle Biotope Teil des Fließgewässers und seines Vorlandes.

Die von GARBRECHT (1982) gemachten Vorschläge, bei möglichen Eishochwassern das Eis durch Flutmulden im Raum Jasebeck abzuführen, wurden allerdings nie vollständig umgesetzt. Ein Grund dürfte sein, dass sich nach ELENDER & THIENEL (1987) die Kosten für diese Wasserbaumaßnahmen auf 15,7 Millionen DM belaufen würden.

6 Schutz vor Eishochwassern und deren Bekämpfung

In diesem Kapitel soll aufgezeigt werden, welche Möglichkeiten es gibt, sich besser vor Eishochwassern zu schützen.

Damit Schäden durch Eishochwasser erst gar nicht entstehen, gibt es viele Möglichkeiten. Dazu zählen

- Vorbeugende Bekämpfung von Eishochwassern,
- technische Hilfsmittel zu deren Bekämpfung,
- Einsatz von Eisbrechern,
- weitere Mittel zur Bekämpfung.

6.1 Vorbeugende Bekämpfung von Eishochwassern

Bei der vorbeugenden Bekämpfung von Eishochwassern spielen neben baulichen Maßnahmen an den Flüssen auch ein funktionierender Hochwassermelde- und Eiswarndienst eine Rolle.

6.1.1 Bauliche Maßnahmen an den Flüssen

Es gab schon in früheren Jahrhunderten Überlegungen, mit welchen Maßnahmen Hochwasser und Eishochwasser bekämpft werden könnten. An der Elbe wurde im Jahre 1866 die Elbstrombauverwaltung eingerichtet. Für die Elbe wurden auf ihrer ganzen Länge nach einheitlichen Gesichtspunkten Buhnen und Deckwerke errichtet. Es wurden weiter bestimmte Normalbreiten des Mittelwasserbettes für die einzelnen Strecken festgesetzt und zusammenhängende Uferlinien geschaffen. Das hatte einen Vorteil: während vorher der Stromlauf zahlreiche Krümmungen und Spaltungen aufwies, welche bei Eisversetzungen fortwährend zu verheerenden Durchbrüchen Anlass gaben, wurde der Strom jetzt in ein bestimmtes Bett gezwungen. Auch die Deiche haben durch die planmäßigen Strombauten einen erhöhten Schutz erhalten und werden nunmehr dem Angriff des Eises in geringerem Maße ausgesetzt (RÖBLER, 1911).

Weitere Maßnahmen wurden von der Elbstrombauverwaltung getroffen. Es wurde am 24.11.1902 ein Gutachten „Generelle Regulierungsprojekt des Hochwasserbetts der Elbe“ erarbeitet, welches den Deichverbänden zugänglich gemacht wurde und in seinen Grundzügen allgemeine Billigung gefunden hatte. Verschiedene Ziele wurden vorgeschlagen, darunter:

- Tunlichste Senkung des Hochwasserspiegels,
- Beschleunigung des Hochwasserabflusses und des Eisganges,

- Herabminderung des schädlichen Quellwassers in den Poldern.

Zu diesem Zwecke wurde in den Entwürfen folgendes geplant:

- Abtragung der zu hohen Anlandungen und Uferrehnen bis zur Höhe der Bühnenkronen,
- Vergrößerung von Deichlinienabständen,
- Ausrodung von Weidenpflanzungen auf den nicht hochwasserfrei, aber über Mittelwasser gelegenen Außenländereien und Ersatz der Weidenkultur durch Wiesenwirtschaft,
- Verstärkung der Deiche, namentlich durch Anlage von genügend flachen Böschungen und von Binnenbanketts und
- Erbauung von Hochwasserleitdämmen (RÖßLER, 1911).

In der Folgezeit wurden diese Maßnahmen aber aus finanziellen und politischen Gründen nur z.T. oder stark verspätet durchgeführt. Es ist zu erkennen, dass bereits damals fortschrittliche Planungen existierten, die auch heute noch Standardmaßnahmen zum Schutz z.B. der Deiche darstellen. Die damaligen geschätzten Kosten für diese Maßnahmen betrugen 36.700.000,00 Mark. Die Goldmark des Deutschen Reiches hatte von 1900 bis 1912 einen Gegenwert von heute umgerechnet 5,17 Euro, was für die geschätzten Kosten dieser Maßnahme einer Summe von 189.739.000,00 Euro entsprechen würde (FREDRIKS, 2009).

Grundsätzlich müssten zur Verhinderung, bzw. Bekämpfung von Eishochwassern diejenigen Orte umgebaut oder verändert werden (siehe oben und Kapitel 4.3.4.2), an denen es durch Eis zu den unterschiedlichsten Gefahren- und Schadensszenarien kommen kann. Darauf soll hier aber nicht näher eingegangen werden.

6.1.2 Hochwassermelde- und Eiswarndienst

Bereits im Februar 1889 wurde in der preußischen Provinz Sachsen, u.a. also auch im Einzugsgebiet von Oder und Elbe, durch einen Ministerialerlass ein Hochwasser- und Eiswachdienst eingerichtet. An seine Stelle trat am 10.12.1896 der neue Ministerialerlass mit einer Dienstanweisung vom 9.1.1905 (ROEßLER, 1911). Das geschah dahingehend, dass der Strom in Abteilungen, mit einer bestimmten Station als Sitz, eingeteilt wurde. Die Diensträume waren mit dem Sitz des Oberpräsidenten und den benachbarten Stationen in telegraphischer und telefonischer Verbindung und ggfs. sogar durch einen Botendienst. Am Sitz des Oberpräsidenten wurde eine Haupt-Eiswachstelle eingerichtet (ähnlich den heutigen Hochwasserschutzzentralen). Hier sollte jederzeit eine Übersicht über den ganzen Strom im Bezug auf die Wasserstände, die Eisstände und die Eisgänge vorhanden sein.

In den einzelnen Abteilungen haben sich die dortigen Vorsteher auf Anordnung des Oberpräsidenten und in Absprache mit dem Regierungspräsidenten vom Zustand der Deiche und der zugehörigen Bauwerke an Ort und Stelle zu überzeugen, davon Kenntnis zu nehmen, ob die Eiswachen ordnungsgemäß bezogen, die Materialien zur Deichverteidigung, zu Eissprengungen usw. bereitgestellt sind (SARRAZIN & HOßFELD, 1889).

In der heutigen Wasser- und Schifffahrtsverwaltung erfolgen die Beobachtungen, Messungen, Meldungen und auch die eigentliche Eisaufbruchaktion gemäß einer Eisdienstvorschrift. Die Eisdienstvorschrift der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Ost in Magdeburg gilt u.a. für die in ihrem Zuständigkeitsgebiet befindlichen Flüsse Oder und Elbe. Neben dem Eisaufbruch (Eisbekämpfung) umfasst dieser „Eisdienst“ die

- Eisbeobachtungen,
- Eismeldungen,
- Eiswarnungen,
- Sicherheitsmaßnahmen für die Schifffahrt und die
- auf den Verkehr bezogene Eisbekämpfung.

Die Eisbeobachtungen erstrecken sich dabei auf

- Wasserstände, Luft- und Wassertemperaturen,
- Eisverhältnisse, Eisbildung, Eisarten, Eisbewegungen, Ausdehnung und Dicke einer Eisdecke, bzw. des Eisstandes, Eisversetzungen, Eisaufbruch, Eisgang, Beginn und Ende der Vereisung,
- Eisschäden an Ufern, Kanalanlagen und Bauwerken, Eisgefährdung u.a. für Deiche,
- Auswirkungen des Eises auf den Schifffahrtsbetrieb.

Eine Möglichkeit der Eisbeobachtung stellen die Deichläufer oder Deichwachen dar. Sie beobachten die jeweilige Eissituation und melden mögliche Gefährdungen und Schäden an den Deichen. Abb. 6.1 zeigt mehrere Deichläufer im Winter 1981/82 an der Oder in Höhe der Deichbruchstelle des Oderhochwassers 1947 bei Reitwein.



Abb. 6.1 Deichläufer an der Oder bei Reitwein im Winter 1981/82 (Foto: Trömel)

Auf dieser Aufnahme sind deutlich die Eismassen zu sehen, die sich auf den Deich hinauf geschoben haben.

Bei der Eisbeobachtung arbeitet die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung eng mit dem für die Oder im Land Brandenburg zuständigen Hochwassermeldezentrum in Frankfurt/Oder des Landesamtes für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz Brandenburg zusammen. Kommen diese Behörden auf Grund der Eisbeobachtungen, -meldungen und -warnungen zu der Einschätzung, dass der Wasserstand der Grenzoder durch die Eisverhältnisse negativ beeinflusst wird, so werden entsprechende Hochwasserwarnungen herausgegeben.

6.2 Die eigentliche Bekämpfung von Eishochwassern

6.2.1 Rechtliche Voraussetzungen

Die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung hat gemäß § 35 Abs. 1 WaStrG (Wasserstraßengesetz) für die Eisbekämpfung auf den Bundeswasserstraßen zu sorgen, soweit es wirtschaftlich zu vertreten ist. Dabei unterliegt die Eisbekämpfung den engen Grenzen zur Erfüllung der eigenen Aufgaben der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, z.B. wegen einer unmittelbaren Gefahr für Strombauwerke oder Schifffahrtsanlagen. Die Eisbekämpfung kann dabei nicht als Erhaltung eines ordnungsgemäßen Zustandes für den Wasserabfluss (Beseitigung von Eisversetzungen, Eisstau) und nicht als Erhaltung der Schifffbarkeit (Freihaltung der Fahrrinne von Eis) im Sinne des § 8 Abs. 1 WaStrG angesehen werden (SCHNEIDER, 2005). Das soll heißen, dass lediglich die Eisbekämpfung ausdrücklich im Gesetz, nämlich im § 35 Abs. 1 WaStrG aufgeführt ist. Die Beseitigung von Eisversetzungen oder die Freihaltung der Fahrrinne von Eis ergibt sich indirekt aus der Erhaltung eines

ordnungsgemäßen Zustandes für den Wasserabfluss, bzw. die Erhaltung der Schiffbarkeit gemäß § 8 Abs. 1 WaStrG.

6.2.2 Technische Hilfsmittel zur Bekämpfung von Eishochwassern

Eine Möglichkeit, einen Eisstau und das dadurch möglicherweise entstehende Eishochwasser zu bekämpfen, wäre eine Bombardierung von einem Flugzeug heraus. Das fand bereits in Russland an der Lena statt, aber auch in verschiedenen Flüssen in China (SU, 2007). Dort herrschte allerdings auch eine andere Situation als an Elbe und Oder. In China bombardierte man die gefrorenen Flussabschnitte, um die Eisstöße abfließen lassen zu können. Das funktioniert an der Elbe und Oder nur bedingt. Da die Oder und die Elbe von ihrem Unterlauf her zufrieren und sich dort das Eis am längsten hält, wäre diese Methode ungeeignet. Das Eis könnte z.B. an der Oder nicht abfließen, da zunächst Teile des Damm-schen Sees (Jezioro Dabie) vom Eis befreit werden müssen, damit das Eis dorthin abfließen kann. An der Elbe würde das Eis bei einer Sprengung in Geesthacht lediglich „aufgewühlt“, aber infolge der Tide könnte es ebenfalls nicht abfließen.

Gezeigt hat sich diese Ungeeignetheit im Winter 1946/47 und zwar am 22. und 23.3.1947. Russische Flugzeuge bombardierten eine Eisversetzung auf der Oder an beiden Tagen am Vormittag mit acht Bomben und am Nachmittag nochmals mit vier Bomben. Diese Maßnahmen führten jedoch nicht zu dem gewünschten Erfolg. Erst am 24.3.1947 löste sich die Versetzung unter dem Druck der Strömung und der vorangegangenen Sprengung (VOLLBRECHT, 2009).

Ein weiteres Hilfsmittel stellt das „Aufeisen“ zusammen mit Sprengungen dar. Am 26. Januar 1891 setzte an der Oder, nach einem eisigen Monat, plötzlich Tauwetter mit anhaltenden Niederschlägen ein. Der bevorstehende Eisgang bedrohte die Dämme und die Frankfurter Straßenbrücke. Deshalb entschloss sich die Oberstrombauverwaltung zum „Aufeisen“ des Flusses. Am 27. Januar begannen Schiffer und Flößer die Brückenjoche und die freistehenden hölzernen Eisbrecher zu enteisen. Am 31. Januar wurde dann das Eis an der Frankfurter Brücke und im Unterlauf gesprengt. Die Sprengmasse befand sich in kleinen blechernen Büchsen, welche die Form eines Zuckerhutes hatten. Eine unter Wasser fortglimmende Lunte entzündete dann die an einer Stange unter das Eis geschobene Sprengmasse. Die Explosionswelle durchschlug das kernige Eis und erschütterte es derart, dass Bruchstellen entstanden und Teile der Eisdecke gelöst wurden. Das Eis schwamm ab, und die Überschwemmungsgefahr war fürs erste beseitigt. Auch an anderen Brücken an der Oder wurden diese

Sprengungen erfolgreich durchgeführt (SCHNEIDER, 1996).

Auch in der ehemaligen DDR befasste man sich mit Sprengungen zur Bekämpfung von Eisgefahren. Nach MÜLLER (1966) war das Hauptziel der Sprengungen:

- Aufbrechen geschlossener Eisdecken,
- Zerkleinerung von Treibeis,

- Freihalten aller Durchlässe.

Er beschrieb genau die Vorgehensweise bei der Sprengung, die Ausrüstung und die organisatorischen Eissprengungen.

1947 wurden laut dem o.a. Hochwasserbericht (VOLLBRECHT, 2009) zusätzlich Sprengungen durchgeführt, aber bereits 1892 wurde ein Bericht veröffentlicht, aus dem hervorgeht, dass der Nutzen der Sprengungen nur in den allerseltensten Fällen eintritt (HAGEN 1892). Damals wurde bereits aufgeführt, dass der Erfolg nur durch das Brechen des Eises mittels der für diesen Zweck besonders gebauten Dampfschiffe erreicht wird. Die noch im Winter 1891 durchgeführten Sprengungen dürften demnach nur von lokaler Bedeutung gewesen sein.

In letzter Zeit wurden auf großen Strömen wie der Oder und der Elbe keine Sprengungen mehr durchgeführt.

6.3 Einsatz von Eisbrechern und Ablauf des Eisaufbruchs

Beim Einsatz von Eisbrechern gelten die bereits in Kapitel 6.2.1 angeführten rechtlichen Voraussetzungen. Darüber hinaus gibt es neben dem Bundeswasserstraßengesetz noch weitere Vorschriften, die den Einsatz von Eisbrechern regeln wie:

1. Bundeswasserstraßengesetz (WastrG) §§ 7,8 und 35,
2. Erlass des BMV betreffend Maßnahmen zur Eiskämpfung an Bundeswasserstraßen (BW15/BW16/02.02.10/36 VA 94),
3. Verwaltungsvereinbarung über die Organisation und die Zusammenarbeit auf dem Gebiet des Eisaufbruchs auf den Grenzgewässern der Oder von km 542,4 bis km 704,1 und der Westoder von km 0,00 bis km 17,15 vom 11.08.1997,
4. Grundsätze des Eisaufbruchs auf den Grenzabschnitten der Oder und der Westoder vom 07.12.1993,
5. Eisdienstvorschrift der WSD Ost vom 09.12.1991,
6. Eisbrechkonzeption der WSD Ost vom 20.12.1994,
7. Rechtliche Verpflichtungen zum Eisaufbruch im wasserwirtschaftlichen Interesse (BW 16/52.01.18/26 Ref. 93 v. 19.04.94),
8. Planfeststellungsbeschluss über den Bau der Staustufe Geesthacht vom 06.05.1959 (BLUM, WSD Ost, ohne Jahresangabe, unveröffentlicht).

Auf der Oder besteht bezüglich der Eiskämpfung eine Besonderheit. Sie erfolgt aufgrund einer „Verwaltungsvereinbarung über die Organisation und Zusammenarbeit auf dem Gebiet des Eisaufbruchs auf den Grenzgewässern der Oder“ vom 11.08.1997 und zwar von

Strom-km 542,2 bis Strom-km 704,1 und auf der Westoder von Strom-km 0,6 bis Strom-km 17,15 und zwar gemeinsam mit der Republik Polen (siehe Punkt 3 der Abb. 6.3)

Die Einsatzleitung (auch für die deutschen Schiffe) obliegt der Regionalny Zarad Gospodarski Wodney w Szczecin (RZGW SZCZECIN), Regionale Wasserwirtschaftsdirektion, (dem polnischen Umweltministerium unterstellt) (WSA EBERSWALDE, 2006a).

Die gemeinsam eingesetzte Eisbrecherflotte auf der Oder umfasst bei der Eisaufbruchaktion des Winters 2008/09 folgende Fahrzeuge:

Tab. 6.1 Eisbrecher im Winter 2008/09 auf der Oder (KREFT & SZCZEPANIAK-KREFT, 2009)

Name	Art	Hauptabmessungen [m]			Leistung [kW/KM]
		L	B	T	
Frankfurt	Kopfeisbrecher	33,25	8,62	1,55/1,86	700/952
Kienitz	Kopfeisbrecher	30,31	7,33	1,46/1,84	660/541
Hohensaaten	Kopfeisbrecher	29,19	7,42	1,48/2,00	529/720
Usedom	Streckeneisbrecher	30,82	7,36	1,60/2,10	485/660
Eber	Streckeneisbrecher	29,20	7,42	1,45/1,70	442/601
Gartz	Streckeneisbrecher	30,90	7,29	1,58/2,03	398/541
Fürstenberg (Res.)	Kopfeisbrecher	29,19	7,42	1,45/1,70	640/870

Name	Art	Hauptabmessungen [m]			Leistung [kW/KM]
		L	B	T	
Odyniec	Kopfeisbrecher	33,37	8,11	1,70/2,00	780/1060
Dzik	Kopfeisbrecher	33,36	8,10	1,74/2,00	780/1060
Ogar	Kopfeisbrecher	35,38	8,38	1,45/1,96	566/770
Wilk	Kopfeisbrecher	35,50	8,32	1,43/1,95	566/770
Lis II	Streckeneisbrecher	28,10	6,94	1,41/1,70	441/600
Żbik	Streckeneisbrecher	28,10	6,98	1,43/1,70	441/600
Świstak	Streckeneisbrecher	28,06	7,06	1,32/1,83	300/408

Zwecks einer wirksamen Eisaufbruchaktion ist eine ausreichende Anzahl von verschiedenen Eisbrechern notwendig. Es kommt dabei auf die technischen Besonderheiten an, d.h. die Eisbrecher haben verschiedene Tauchtiefen (in Beachtung veränderlicher Fahrwassertiefen in der frei fließenden Oder) und verschiedene Breiten und Höhen (in Beachtung der unterschiedlichen Brückenhöhen und –breiten) (KREFT & SZCZEPANIAK-KREFT, 2009).

Dennoch gibt es große Probleme beim Eisaufbruch wegen teilweise zu geringen Fahrwassertiefen. Nach BUCHHOLZ (2009) bestehen bei mittlerem Niedrigwasserabfluss (MNQ) auf der Strecke von der Mündung der Lausitzer Neiße bis zur Warthemündung Tauchtiefen von 0,95 m bis 1,20 m und unterhalb der Warthemündung von 1,20 m bis 1,80 m.

Beim Betrachten der Tiefgänge der Eisbrecher (siehe Tab. 6.1) wird deutlich, dass bei bestimmten Abflüssen einzelne Eisbrecher nur noch bedingt bzw. überhaupt nicht mehr fahren können. Demzufolge ist dann ein Eisaufbruch nur beschränkt oder gar nicht mehr möglich.

Seit wann werden Eisbrecher zur Eiskämpfung eingesetzt?

Am Anfang der siebziger Jahre des 19. Jahrhunderts wurde erstmals in Hamburg der erste Eisbrechschraubendampfer gebaut, der mit so gutem Erfolg zur Offenhaltung des Fahrwassers von Hamburg bis zum Meer beitrug, dass nach demselben Muster sowohl für die untere als auch für die unter preußischer Verwaltung stehende Elbe eine größere Anzahl Eisbrecher beschafft wurde (HAGEN, 1892).

„Auf der Elbe wurde im Jahre 1889 erstmals durch die Elbstrombauverwaltung ein Eisbrechdampferbetrieb eingerichtet, nachdem im Winter 1887/88 elbabwärts von Wittenberge durch mehrere bis zu sechs Meter starke Eisversetzungen nicht weniger als 9 Deichbrüche auf ca. 70 km Länge zu vermeiden waren. Damals wurden von der Elbstrombauverwaltung 3 Eisbrechdampfer beschafft. Im Jahre 1911 waren es bereits 8 Eisbrechdampfer. Das die Beschaffung der Schiffe richtig war, zeigte sich bereits in den Wintern 1888/89 bis 1907/08, welche auf der Elbe eine feste Eisdecke brachten. Nur durch das rechtzeitige Einwirken der Eisbrechdampfer gelang es rechtzeitig die nötige Vorflut zu schaffen, bevor das erste Frühjahrshochwasser herankam“ (ROEßLER, 1911).

Seit dieser Zeit werden auch auf anderen Flüssen regelmäßig Eisbrecher eingesetzt.

Wozu ist eine Eiskämpfung durch Eisbrecher erforderlich?

Dieser Eisaufbruch durch Eisbrecher dient nach Auskunft des WSA EBERSWALDE

- dem Hochwasserschutz (unmittelbare Katastrophenvorsorge),
- dem wirtschaftlichen Schiffsverkehr und
- der Sicherheit und Leichtigkeit des Schiffsverkehrs.

Beim WSA EBERSWALDE (Az:3-131.6/5 vom 15.2.2006) wurden Grundsätze für einen solchen Eisaufbruch aufgestellt, von denen ein Teil hier aufgeführt ist:

- „Eisaufbruch ist i.d.R. erst in Tauwetterperioden sinnvoll und Erfolg versprechend, da ansonsten das gebrochene Eis unterhalb wieder zusammenfrieren kann und somit nicht zum Abfluss kommt; Ausnahme: lokale, kritische Wasserspiegelanstiege, insbesondere auf polnischer Seite aufgrund stromnaher Bebauung und kürzerer Deichstrecken.
- An der Oder ver- und behindern nördliche Winde den Eisabfluss.

- Die Gefährdung von Deichen und Anlagen steigt mit höheren Wasserständen aufgrund andauernder Durchfeuchtung und „Hobelwirkung“ von Eisschollen an Grasnarbe und Deichfüßen.
- Eine Gefährdung der Eisbrecher entsteht insbesondere bei Eisabrissen, durch welche die Manövrierfähigkeit der Fahrzeuge stark eingeschränkt werden kann. Konsequenz: Eisversetzungen werden immer mit mehreren Eisbrechern bekämpft. Dabei entsteht i.d.R. ein lokaler Wasserspiegelabfall, der zur Grundberührung der Eisbrecher führen kann.
- Im Falle eines unkontrollierten Eisabrisses sollte es immer eine Rückzugsmöglichkeit für die Eisbrecher z.B. in Bühnenfeldern oder Altarmen geben.
- Zur Einschätzung der Gesamtsituation (eisfreie Abschnitte, Eisversetzungen, Auswirkungen im Vorland, Schäden) werden mindestens täglich Eisbeobachter eingesetzt.
- Zur Absicherung beim Einsatz in Eisversetzungen wird landseitig ein Eisläufer eingesetzt, der Eisbewegungen i.d.R. besser beobachten und einschätzen kann.
- Es werden grundsätzlich wegen fehlender Sicht keine Nachteinsätze (bzw. Nebelinsätze) gefahren.
- Es sollten max. 15-20 km Strecke gebrochen werden, da aufgrund der Gefälleverhältnisse und Abflussbedingungen (Krümmungen, Brückenpfeiler) nicht mehr Eis gleichmäßig abfließen kann. Größere Mengen führen zu erneuten Eisstaus bzw. Eisversetzungen.
- Problematisch sind Niedrigwasserperioden, bei denen die Eisbrecher aufgrund ihres Tiefgangs nicht auf der gesamten Strecke eingesetzt werden können“.

Aus diesen Grundsätzen gehen viele Details hervor. Der erste Grundsatz ist, dass ein Eisbrechereinsatz i.d.R. erst in Tauwetterperioden sinnvoll ist. Gleichzeitig werden davon aber auch wieder Ausnahmen gemacht.

Wann ist jetzt aber der richtige Einsatz für die Eisbrecher?

Der exakte Zeitpunkt lässt sich nicht genau sagen. Es lässt sich aber sagen, dass beim Rückgang des Frostes die Eisdecke allmählich dünner wird. Unterhalb von Einleitungen und auch an Bühnenköpfen, wo die Fließgeschwindigkeit höher ist, entstehen zuerst eisfreie Zonen. Würde man jetzt den Zerfall der Eisdecke sich selbst überlassen, ergäben sich für den Fluss und die Randbereiche zahlreiche kritische Situationen. Bereits in Schollen aufgelöstes Treibeis könnte sich an anderer Stelle erneut zusammenschieben und so an einer nicht vorhersehbaren Lokalität einen erneuten Eisversatz mit den bekannten risikoreichen Wasserstandsanstiegen verursachen. Insofern muss zum richtigen Zeitpunkt ein Eisbrechereinsatz erfolgen und zwar vom unteren Ende des Eisstandes her (in Fließrichtung gesehen). So kann das aufgebrochene Eis in Schollen abschwimmen, ohne erneut als Packeis zusammenzufrieren. Bei der Wahl des richtigen Termins für den Einsatz spielt die Erfahrung

der Mitarbeiter der jeweiligen zuständigen Wasser- und Schifffahrtsämter, bzw. an der Oder der Regionalen Polnischen Wasserwirtschaftsdirektion, eine große Rolle. Es muss so agiert werden, dass die tagsüber aufgebrochene Rinne bei den im Allgemeinen kälteren Nachttemperaturen nicht wieder zufriert (JUNGFER, 2003).

Laut WSA EBERSWALDE (2007) beginnt der Eisaufbruch erst bei einsetzendem Tauwetter, wenn sich also eine stabile Tauwetterlage abzeichnet (Tagestemperaturen über 5 Grad Celsius, möglichst nur geringe oder keine Nachtfröste), und er dient zum einen zur schnellstmöglichen Wiederaufnahme der Schifffahrt und zum anderen der Verhinderung von Schäden an den Ufern und den baulichen Anlagen (Deiche, Brücken, Bühnen etc.) durch unkontrolliert abgehende Eismassen.

Wie erfolgt der Eisaufbruch auf der Oder?

An der Oder geschieht der Eisaufbruch vom Stettiner Haff her. Zunächst muss dort das Eis aufgebrochen werden, damit das später von oberstrom treibende Eis dorthin abschwimmen kann. Die Eisbrecher arbeiten sich also von der Mündung der Oder über das Stettiner Haff und den Dammschen See (Jezioro Dabie) die Oder stromauf. Probleme könnten sich durch einen zu schnellen Eisaufbruch ergeben. Wegen des geringen Gefälles unterhalb von Hohensaaten treiben die Eisschollen oft nicht mit der gewünschten Geschwindigkeit flussabwärts, vor allem dann nicht, wenn Winde aus nördlicher Richtung in die Odermündung blasen und das Eis am Abfließen hindern. Wenn aber im Süden (stromauf) wegen Eisaufbruchs gleichzeitig neues Eis nachschiebt, dann kann durch eine unsachgemäße Terminierung des Einsatzes selbst eine Eisversetzung herbeigeführt werden (JUNGFER, 2003).

Nach IKSO (2001) richtet sich die Art und Weise des Eisaufbruchs je nach Eisbildungsgrad, Temperaturverteilung und auftretenden Abflüssen nach drei verschiedenen Methoden. Eine der drei Methoden ist die oben beschriebene, wo zunächst im Dammschen See (Jezioro Dabie) eine ca. 500 Meter breite Rinne gebrochen wird, damit das abschwimmende Eis dorthin treiben kann. Hier spielen Temperatur und Windrichtung eine Rolle. Es sollte eine positive Lufttemperatur herrschen.

Bei der zweiten Methode wird warmes Wasser aus dem Kraftwerk „Dolna Odra“ bei Greifenhagen (Gryfino) in die Oder geleitet. Hier wird die Eisdecke ab Strom-km 717,3 flussaufwärts aufgebrochen. Das Eis kann dann zu Tal abschwimmen und wird durch das wärmere Kühlwasser bis zum ca. 24 km entfernten Dammschen See (Jezioro Dabie) geschmolzen. Diese Aktion wird in Zeitintervallen von 2 bis 4 Tagen durchgeführt, damit die Eisschollen in dieser Zeit durch das warme Wasser abschmelzen können. Diese Methode kann sogar bei Frost durchgeführt werden, was besonders dann wichtig ist, wenn die entstandene Eisdecke im Bereich der Ortschaften Marwitz (Marvice), Fiddichow (Widuchowa), Nipperwiese (Ognica) und Nieder-Kränig (Krajnik Dolny) von gefährlichen Treibeisrutschungen begleitet wird, die

das Flussbett stark einengen. Der Vorteil dieser Methode ist, dass er auch bei Frosttemperaturen durchgeführt werden kann (KREFT & SZCZEPANIAK-KREFT, 2009).

Die dritte Methode beruht aufgrund jüngster Erfahrungen auf einer Kombination beider Methoden. Zunächst wird das Eis ab Strom-km 717,3 flussaufwärts bereits bei Frost aufgebrochen und kann dann bei einsetzendem Tauwetter nach der ersten Methode fortgesetzt werden. Hier sind dann keine Pausen erforderlich, weshalb sich die Eisaufbruchaktion auf ein Minimum verkürzt.

Beim eigentlichen Eisaufbruch werden zwei bis vier der leistungsstärksten Eisbrecher als „Kopfeisbrecher“ eingesetzt.



Abb. 6.2 „Kopfeisbrecher“ bei Lebus/Oder am 26.02.2006 (WSA EBERSWALDE, 2007)

Deren Aufgabe ist es, den Eisstand und ggfs. auftretende Eisbarrieren aufzubrechen und sich lösende große Eisfelder zu zerkleinern. Im Januar 2002 traten Eisversetzungen von bis zu zwei Meter Stärke auf.

Danach kommen, gleichmäßig verteilt über die gesamte Strecke zwischen den Kopfeisbrechern und dem Dammschen See (Jezioro Dabie), nach und nach die übrigen Eisbrecher zum Einsatz. Deren Aufgabe ist es, das abtreibende Eis zu „rühren“, damit es nicht zum Stillstand kommt (WSA EBERSWALDE, 2007). Insgesamt werden i.d.R. 13 bzw. 14 Eisbrecher auf dem deutsch-polnischen Teil der Oder eingesetzt (z.Zt. 6 deutsche und 7 polnische Eisbrecher).

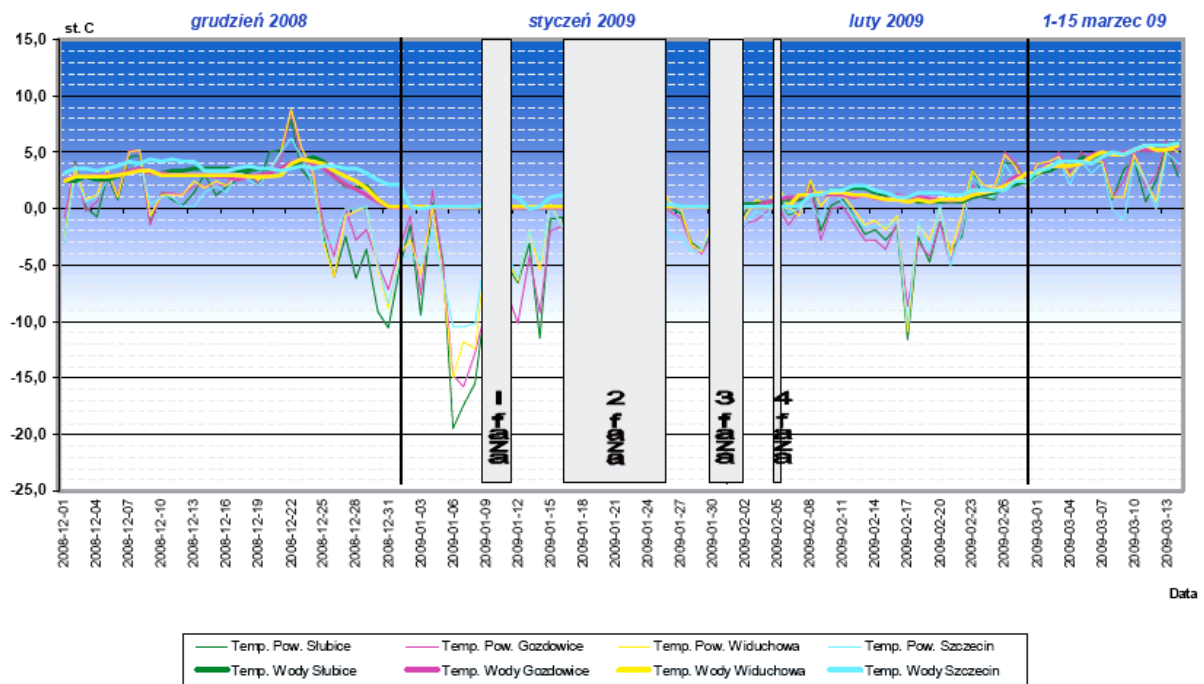
Dabei setzen die Eisbrecher eine weitere Methode ein, indem sie mit schneller Fahrt eine Welle erzeugen, bei der dann die großen Eisschollen zerbrechen wie Abb. 6.3 zeigt.



13.01.04 –Der 640 KW starke Eisbrecher FÜRSTENBERG sorgt dafür, dass das aufgebrochenen Eis in Bewegung bleibt und sich nicht zu neuen Eisversetzungen zusammenschieben kann. In schneller Fahrt erzeugt der Eisbrecher eine mächtige Welle. Große Eisschollen zerbrechen dann, wenn sie über den Wellenscheitel „reiten“.

Abb. 6.3 Eisaufbruch an der Oder durch Eisbrecher infolge hoher Fahrgeschwindigkeit (WSA EBERSWALDE, Presseinformation vom 14.1.2004)

Im Winter 2008/09 wurden alle drei beschriebenen Methoden miteinander kombiniert. Dabei musste die Eisaufbruchaktion dreimal unterbrochen werden (siehe Abb. 6.4). Es ist dabei auch deutlich zu sehen, dass die erste Eisaufbruchaktion auch bei Minustemperaturen durchgeführt wurde. Die Minustemperaturen waren dabei so tief, dass das Eis unmittelbar hinter den Eisbrechern wieder gefror und nicht abschwimmen konnte. Daher musste der Abbruch des Eisaufbruchs erfolgen. Erst beim dritten Anlauf zeigte der Eisaufbruch Erfolg.



Etappen der Eisaufbruchaktion 2008/2009 in Verbindung mit Lufttemperaturen

Abb. 6.4 Eisaufbruch auf der Oder in 4 Etappen im Winter 2008/09 (KREFT & SZCZEPANIAK-KREFT, 2009)

Dass der Eisaufbruch durch die Eisbrecher Wirkung zeigte, ist an den Wasserstandsganglinien auf der Abb. 6.5 zu sehen.

Beim Betrachten der roten Wasserstandsganglinie für den Pegel Kienitz ist deutlich der Wasseranstieg infolge einer Eisversetzung vom 20.1. auf den 22.1.2006 von 280 cm auf 470 cm zu sehen. Hier wurde bereits die Alarmstufe I (= 450 cm) überschritten. Am 17./18.2.2006 passierten die Eisbrecher während des Eisaufbruchs den Pegel Kienitz. Daraufhin fiel der Wasserstand sofort wieder von 460 cm auf 320 cm. (Presseinformation des WSA EBERSWALDE vom 20.2.2006).

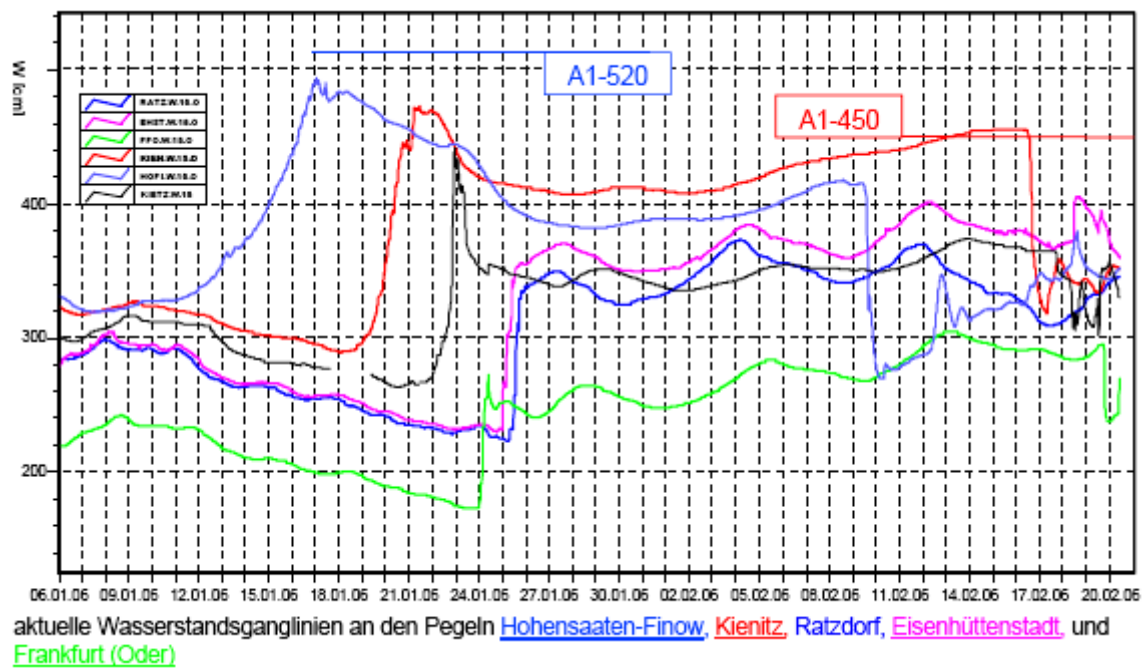


Abb. 6.5 Wasserstandsganglinien bei Eisversetzung und Eisaufbruch (WSA EBERSWALDE, Presseinformation vom 20.2.2006)

Dieser stark fallende Wasserspiegel löst aber auch eine Gefahr aus.

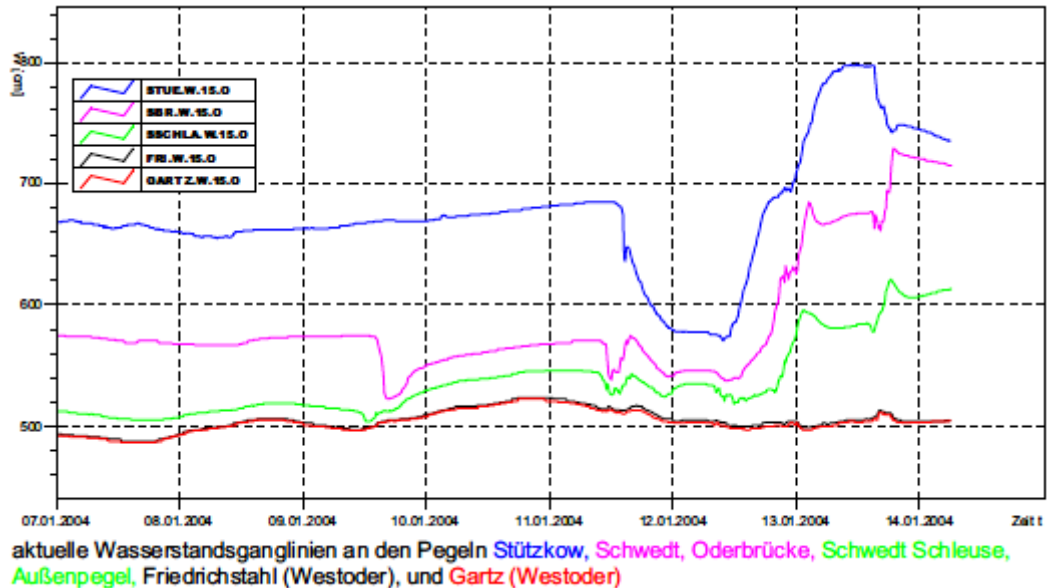


Abb. 6.6 Eisaufbruch mit einer anschließenden „Flutwelle“ (WSA EBERSWALDE, Presseinformation vom 14.1.2004)

Aus der Abbildung 6.6 ist zu ersehen, dass Eisbrecher am 11.1.2004 den Pegel Stützkow (Strom-km 680,5) auf der Bergfahrt passierten, worauf der Wasserstand sofort um mehrere Dezimeter fiel (blaue Linie). Nachdem gegen Mittag des 12.1.2004 eine Eisversetzung bei

Bielinek (Strom-km 673,9) beseitigt wurde und der gesamte Eisstand bis nach Groß-Neuendorf (Strom-km 635,6) in Bewegung kam, passierte die dadurch ausgelöste Welle aus rückgestautem Eis und Wasser im Laufe des 13.1.2004 den Pegel Stützkow (WSA EBERSWALDE, Presseinformation vom 14.1.2004). Der Wasserstand stieg daraufhin von 580 cm auf 800 cm (blaue Linie), also um 220 cm. Das schnelle Fallen und Ansteigen des Wasserstandes stellt dabei eine enorme Belastung der Deiche dar.

Auf der Elbe ergeben sich an der Schleuse Geesthacht andere Probleme. Hier hat sich zuerst das Eis durch das geringe Gefälle und die Stauhaltung gebildet. Bei einem Eisaufbruch kann das Eis aber trotz geöffneter Schleusentore und Überläufe nicht richtig abfließen. Das hängt u.a. mit dem bis zur Schleuse Geesthacht bemerkbaren Tidenhub zusammen. Das bei Ebbe abfließende Eis wird bei Flut wieder stromauf getrieben, bzw. die Flut verhindert den freien Abfluss des sich sammelnden Eises. Hier müssen die Eisbrecher ebenfalls den richtigen Zeitpunkt für den Eisaufbruch wählen.

Nach KALYTTA (2005) muss sich das Gewässerbett der Elbe bei einem Eisaufbruch in einem Zustand befinden, dass

- zumindest 5-6 Eisbrecher mit einem Tiefgang bis 1,80 m nebeneinander fahren können,
- sie eine mindestens 80-100 Meter breite Rinne brechen können.

Nur so kann der ungehinderte Eisabgang hinter den Eisbrechern gewährleistet und neue Eisversetzungen vermieden werden.

Wie aus Abb. 6.7 ersichtlich, bilden sie dabei eine bestimmte Formation.



Abb. 6.7 Eisbrecher auf der Elbe (MESECK et al., 2004)

An der Oder können aufgrund der geringen Breite des schiffbaren Flussbettes weniger Eisbrecher nebeneinander fahren (siehe Abb. 6.2). Aber auch hier ist zu beachten, dass genügend Fahrwassertiefe vorhanden ist, damit die Eisbrecher fahren können. Wie aus Tab. 6.1 hervorgeht, haben die Eisbrecher auf der Oder einen Mindesttiefgang von 1,60 m und eine Maximaltiefgang von 2,10 m. Bei geringerem Wasserstand ist es daher nicht immer und überall möglich, gezielt Eisbrecher zum Eisaufbruch einzusetzen.

Gründe für den geringen Wasserstand sind u.a.

- fehlende Niedrigwasserregulierung,
- größere Schäden an den Buhnen,
- Gestalt des Hochwasserprofils

(EWE & LAUSCHKE, 2009).

6.4 Bekämpfung von Eishochwassern durch Kühlwassereinleitungen

In Kapitel 6.3 wurde bereits darauf eingegangen, dass Kühlwasser aus Kraftwerken gezielt zum Tauen des Eises eingesetzt werden kann. Zwei Kraftwerke befinden sich an der Oder bei Gryfino (Strom-km 713,1) auf polnischer Seite und an der Elbe bei Geesthacht (Strom-km 580,5) etwa 6 km oberhalb des Wehres Geesthacht (Kraftwerk Krümmel).

Nach Auskünften des WSA LAUENBURG (zuständig für die Elbe bei Geesthacht), des WSA EBERSWALDE und der RZGW SZCZECIN (Stettin) (zuständig für die Grenzoder bei Gryfino) wurden noch keine konkreten Messungen durchgeführt, aus denen hervorgeht, unter welchen Bedingungen es durch Zugabe von Kühlwasser zu einer Verhinderung der Eisbildung, bzw. zur Auflösung von Eisversetzungen kommt. Es wurde lediglich für das Kraftwerk Krümmel bestätigt, dass im Falle des Betriebes des Kraftwerkes eine „Entspannung im Eisgeschehen“ zu beobachten war. Im Gegensatz dazu war im Winter 2008/09 das Kraftwerk infolge einer Störung abgeschaltet. Es herrschte eine starke Eisbildung bis unterhalb des Wehres Geesthacht, ja sogar bis in den Bereich von Hamburg hinein.

Kurz vor Bau des Kraftwerkes Krümmel wurden theoretische Überlegungen angestellt, welche Auswirkungen das Kühlwasser auf die Eisbildung in der Elbe haben würde. Nach BOCK et al. (1973) sollte das Kraftwerkskühlwasser unter üblichen Temperatur- und Windverhältnissen nach längerer Durchsetzungsdauer eine Flussstrecke von 20 bis 25 km eisfrei halten.

Diese Aussagen decken sich auch mit denen des RZGW SZCZECIN, dass in einigen Wintern unterhalb von Gryfino an der Oder kein oder nur wenig Eis vorhanden war. Hier konnte dann gezielt mit dem Eisaufbruch durch die Eisbrecher begonnen werden, und das gebrochene Eis konnte problemlos in den Dammschen See (Jezioro Dabie) abfließen. Zur Bekämpfung von Eishochwassern dürfte es eine gezielte Maßnahme bedeuten. Es gab jedoch auch rechtliche und ökonomische Probleme. Die privaten Kraftwerksbetreiber produzierten in einem Jahr auf Bitten der Wasserstraßenbehörde (RZGW SZCZECIN) so viel Abwärme, dass durch

das Kühlwasser die Oder zwar eisfrei wurde, aber die zu viel erzeugte Wärme keine Abnehmer fand, was ökonomisch nicht sinnvoll war. Außerdem gab es durch die Genehmigungsbehörde, das Wojewodschaftsamt Westpommern, Abteilung für Natur und Landwirtschaft, eine Auflage, dass das eingeleitete Kühlwasser nach seiner vollständigen Vermischung mit dem Oderwasser nur 2 Grad Celsius wärmer sein dürfte als bei der Entnahme oberhalb des Kraftwerkes. Bei einer Wassertemperatur von ca. 0 °C, bei dem das Wasser in einem Fluss gefriert und der späteren plus 2 °C nach der Vermischung dürften im letzteren Falle die Eismassen schmelzen. Inwiefern rechtliche Möglichkeiten seitens der Behörden bestehen, bei drohendem Eishochwasser die Leistung von Kraftwerken hochzufahren, um gezielt Kühlwasser für einen Schmelzprozess zu bekommen, ist nicht Gegenstand dieser Dissertation. Es sollte lediglich eine Möglichkeit aufgezeigt werden, dass mit Kühlwasser aus Kraftwerken ein Fluss auf einigen Kilometern eisfrei gehalten werden kann.

Unterstützt werden können dadurch auch die Eisbrecherarbeiten, wie in Kapitel 6.3 ausführlich beschrieben wurde.

Der Vollständigkeit halber sollen die von BOCK et al. (1973) geführten theoretischen Überlegungen hier aufgezeigt werden. Das Kraftwerk Krümmel soll bei einer Leistung von 1200 MW elektrischer Leistung 2600 MW Abwärme erzeugen und dabei 620 Mcal/s in den Fluss leiten. Damit lassen sich bei einer erforderlichen Schmelzwärme von 80 Mcal/t = 7,75 t Eis schmelzen. Durch die kleinen Strömungsgeschwindigkeiten kann sich das Warmwasser stromab verteilen. Leichtes bis mittleres Treibeis wird auf dem Weg zur Staustufe Geesthacht (Fließzeiten von 3 bis 5 Stunden) geschmolzen werden. Ob die großen Treibeisteller von ca. 3 – 6m Durchmesser und bis 0,4 m Dicke innerhalb dieser Strecke geschmolzen werden, ist fraglich, weil in der recht ruhigen Strömung das an der Unterseite der Teller durch den Schmelzvorgang abgekühlte Wasser nur allmählich durch frisches warmes Wasser ausgetauscht wird. Wenn wesentlich mehr als 7,75 t/s Eis am Kraftwerk vorbeitreiben, kann es zum Eisstand kommen. Diese Eisdecke würde durch die eingeleitete Abwärme von unten her auftauen. Die Flussoberfläche bis an die Staustufe beträgt 1,4 Millionen m², die Masse der Eisdecke etwa 200.000 Tonnen. Bei einer Abschmelzleistung von 7,75 t/s wären etwa 10 Stunden erforderlich, um die Decke bis zum Wehr wieder aufzuschmelzen.

Bei einem in diesem Gebiet gängigen Kaltlufteinbruch mit Lufttemperaturen um -12 °C und Windgeschwindigkeiten um 5 m/s werden der Wasserfläche etwa 400 W/m² Wärme entzogen. Die 2600 MW des Kraftwerks reichen aus, um den Wärmeentzug aus 6,5 Millionen m² Flussoberfläche nachzuliefern. Das genügt, um eine Flussstrecke von etwa 20 bis 25 km Länge unterhalb des Kraftwerks eisfrei zu halten.

Nach BOCK et al. (1973) hat die Abwärme einen weiteren Effekt. Beim Einsatz von Eisbrechern oberhalb der Staustufe und des Wehres Geesthacht treiben von diesen gelöste Eistafeln von 5 bis 20 m Durchmesser und ca. 0,30 m Dicke am Kraftwerk vorbei. Die Wehranlage wird durch diese Eisfelder beim Überfall stark beansprucht. Bei Laborversuchen von Sokolov in Russland wurden Abschmelzgeschwindigkeiten der Eistafeln auf dem Weg zwischen Kraftwerk und Wehr zu etwa 0,3 bis 1 cm/Stunde errechnet. Während der Fließzeit

bis zum Wehr (3 bis 5 Stunden) wird dann eine Schicht von 0,9 bis 5,0 cm Dicke von der Unterseite der Tafeln abschmelzen. Die nunmehr dünneren Eistafeln führen demzufolge bei einem Aufprall oder Überfall auch zu einer geringeren Gefährdung des Wehres.

Aufgrund der neueren Entwicklung der Atompolitik der Bundesrepublik Deutschland dürfte es in Zukunft kaum mehr möglich sein, die Abwärme des Kraftwerks Krümmel gezielt zur Bekämpfung von Eisständen oder Eisversetzungen einzusetzen.

6.5 Weitere Mittel zur Bekämpfung von Eishochwassern

Wie bereits dargelegt, wird durch das Eis ein enormer Druck auf verschiedene Einbauten in Flüssen und Kanälen ausgeübt. Bei einem einsetzenden Temperaturanstieg dehnt sich nach LATTERMANN (2005) die Eisdecke aus. Es entsteht ein thermischer Eisdruck. Dadurch sind Einbauten, wie hier an der Schleuse, in ihrer Stabilität gefährdet. Eine Maßnahme zur Abhilfe ist, den Druck „herauszunehmen“. Abb. 6.8 des WSA EBERSWALDE zeigt eine Situation in einer Schleuse, in dem durch Heraussägen eine mögliche Druckentlastung erfolgen kann.



Abb. 6.8 Kanalbrücke Schiffshebewerk Niederfinow, Aufsägen einer 15 cm dicken Eisdecke am 12.1.2009 (WSA EBERSWALDE)

Ein weiteres Hilfsmittel zur Eishochwasserbekämpfung wurde anlässlich des Eishochwassers vom Januar 2003 in der Prignitz an der Elbe eingesetzt. Hervorgegangen war folgende Situation:

„Die von der Strömung in rotierende Bewegungen versetzten, rundlichen und böschungsparell treibenden Eisschollen schnitten sich in Deichscharlagen, begünstigt durch ungünstige Strömungs- und Windverhältnisse, kreissägenartig in die Böschungen ein, so dass die horizontalen Einschnitte innerhalb weniger Stunden die Größenordnung von 3 m erreichten und die unterhöhlten Bereiche wenig später senkrecht nachbrachen, d.h. bei einer Böschungsneigung von 1:3 betrug der senkrechte Abbruch 1 m. Eine Deichverteidigung mittels Faschinen war aussichtslos, zumal die Geschwindigkeiten der treibenden Eisschollen selbst in den Randbereichen deutlich über 1 m/s lagen und die betroffenen Deichabschnitte eine Länge von 300 m hatten. Aus Beobachtungen heraus, dass sich in anderen Bereichen des Flusslaufs im Selbstlauf ein natürlicher, als schützendes Leitwerk wirkender Eispanzer entlang der Böschungen bilden konnte, sollte durch Aufbringen von widerstandsfähigen Rauheitselementen auf die Böschung in den gefährdeten Bereichen ein ähnlicher Effekt erzielt werden. Es wurden aus dem Wegebau bekannte Stahlbetongitterplatten (Abmessungen ca. 3000 x 1000 x 180 mm) im Bereich der Abbruchkanten so auf die Böschung gelegt, dass sie bei ausreichender Standfestigkeit weit genug aus dem Wasser ragten, um so eine Art „Bühnenfeldwirkung“ zu erzeugen. Nach Verlegung der ersten Platten zeigte sich bereits der schützende Eispanzer zwischen den Stahlbetonplatten, die idealerweise in einem Abstand von 10 – 15 m verlegt wurden.“ (GÜNTHER, 2003)

Abbildungen Abb. 6.9 bis Abb. 6.11 sollen die Vorgehensweise dokumentieren.

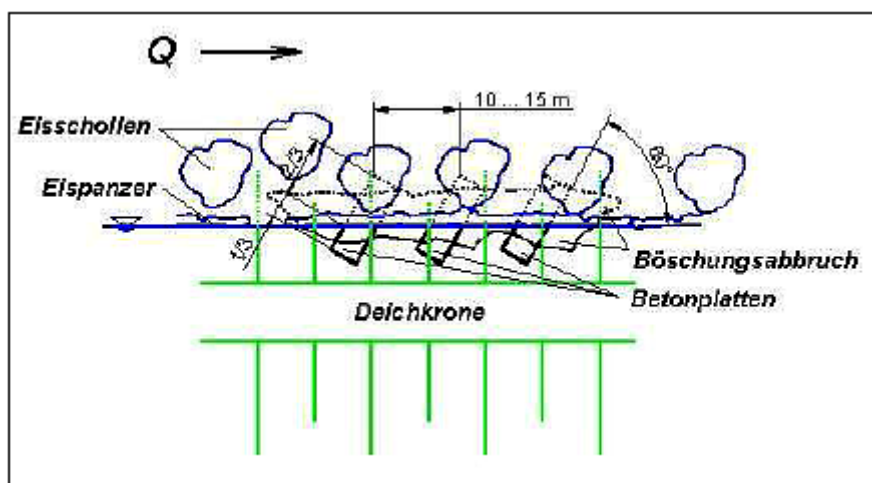


Abb. 6.9 Skizze zum Einsatz von Stahlbetongitterplatten (GÜNTHER, 2003)



Abb. 6.10 Eispanzerbildung unmittelbar nach dem Einbau der Stahlbetongitterplatten (Foto: Fritze (GÜNTHER, 2003))



Abb. 6.11 Stabilisierte Böschungsabbrüche nach dem Rückgang des Eises (Foto: Fritze (GÜNTHER, 2003))

Die Schäden am Deich traten zwischen dem 10.-12.1.2003 auf. Der Scheitelwasserstand lag am Pegel Wittenberge vom 11.1.2003, 19.45 Uhr bis zum 12.1.2003, 13.15 Uhr bei 6,71 m. Am Pegel Neu-Darchau lag am 13.1.2003 der Abfluss bei 3.020 m³/s (MHQ-mittlerer Hochwasserabfluss - im Zeitraum 1899-2006 beträgt 1.977 m³/s). Aufgrund der Daten handelt es sich bereits um ein größeres Eishochwasser.

Begünstigt wurden die Arbeiten dadurch, dass zum Zeitpunkt des Verlegens der Platten eine Temperatur von -15 °C herrschte, so dass die Deiche gefroren waren und so problemlos mit Bagger und Gabelstapler die Betonsteinplatten aufgebracht werden konnten.

7 Zusammenfassung

Die vorliegende Dissertation hat sich das Ziel gestellt, einen relativ umfassenden Überblick über die Problematik des Eishochwassers zu liefern.

Sie gliedert sich in einen historischen Teil, einen meteorologischen Teil und in eine detaillierte Darstellung der Entstehung und der Auswirkungen von Eishochwassern.

Zunächst wurde anhand von historischen Eishochwassern untersucht, welche Ursachen menschlicher Art und morphologischer Gegebenheiten an den Flüssen Elbe und Oder für die damaligen Eishochwasser verantwortlich waren und welche Schlussfolgerungen daraus für die Minderung der Folgen heutiger Eishochwasser gezogen werden können. Danach folgt eine chronologische Aufstellung der Eishochwasser an Elbe und Oder seit 1700 mit deren Schäden.

Im meteorologischen Teil wurde dargestellt, welche Großwetterlagen vorherrschend an der Bildung von Eisständen beteiligt sind. Ein Hauptaugenmerk wurde auf die Nordatlantische Oszillation (NAO) gelegt. Es wurde ermittelt, in wie viel Prozent der Fälle einer negativen NAO-Phase, 1 Monat und 2 Monate vor einem Eisstand, ein Eisstand auf der Oder vorhergesagt werden kann.

Der dritte Teil widmet sich den physikalischen Eigenschaften des Eises und den daraus resultierenden Festigkeiten (Druck-, Biege- und Zugfestigkeit). Es wurden die einzelnen Drücke (thermischer, horizontaler, vertikaler) auf breite, schmale und senkrechte Bauwerke und Anlagen in den Flüssen.

Bei der Bildung eines Eishochwassers wurde ausgehend von der Bildung von Rand-, Grund-, Schweb- und Treibeis die Entstehung eines Eisstandes mit fortschreitender Eisstandsgrenze dargestellt. Im Anschluss daran wurden die Hindernisse in den Flüssen erläutert, die für die Bildung von Eisversetzungen mit verantwortlich sind wie Flusskrümmungen, Flussverengungen, (wandernde) Sandbänke, Tidebereiche, Verringerung des Wasserspiegelgefälles, Verbuschung der Vorländer und Brückenpfeiler. An diesen Eisversetzungen kann es zu unterschiedlich starken Anstiegen von Wasserständen kommen, die letztendlich zu einem Eishochwasser mit Überströmen von Deichen führen können.

Es wurde auf historische Deiche und Deiche nach dem heutigen Stand der Technik eingegangen und erklärt, welche Schäden, außer durch Überströmen, noch durch ein Eishochwasser verursacht werden können wie z.B. Schäden an der Außenböschung durch treibende Eisfelder.

Der letzte Teil geht auf die Bekämpfung von Eishochwassern ein. An den Flüssen Elbe und Oder werden mit einer gut eingespielten und funktionierenden Eisbrecherflotte auch länderübergreifend (Oder) größere Schäden durch einen gezielten Eisaubruch verhindert. Andere Mittel zur Minderungen eines Eishochwassers wie Aufsägen von Eisdecken und Einleiten von Kühlwasser aus Kraftwerken wurden kurz erwähnt.

In allen Teilen der Dissertation werden Ansätze und Beschreibungen des Eisbildungsprozesses, des Fortschritts von Eisversetzungen und Eisstandsgrenzen sowie Eisdrücke etc. in Bezug auf ihre praktischen Anwendungen hin untersucht und verglichen.

Es stellt sich ebenfalls die Frage, ob es in Zukunft noch Eishochwasser geben kann. In dem Kapitel „Eishochwasser in Zukunft?“ wurde darauf eingegangen und festgestellt, dass auch in Zukunft trotz Klimawandel an den Flüssen Elbe und speziell an der Oder mit der Gefahr von Eishochwassern zu rechnen ist.

Abschließend soll darauf hingewiesen werden, dass in einzelnen Bereichen noch Forschungsbedarf besteht. Das wären u.a. nach abgelaufenen Eishochwassern Eisdickenmessungen von am Ufer lieengebliebenen Eisschollen, um deren Dicke dann mit den Kältesummen zu vergleichen, um dadurch noch bessere Aussagen zu Druck-, Biege- und Zugfestigkeiten des Eises zu erhalten.

Weiterhin könnte bei einem Eishochwasser an den dortigen Deichen die Konsistenz der Böden von Außenböschungen untersucht werden, um Aussagen über Feuchtigkeit, Frosttiefe, Scherfestigkeit der Böden etc. zu bekommen, damit ggfs. an exponierten Stellen Deiche entsprechend verstärkt bzw. besser gesichert werden könnten.

Es sollte ebenfalls untersucht werden, wie Deiche besser gegen antreibende Eisschollen und beim Überströmen geschützt werden können.

Literaturverzeichnis

- (ACHMUS 2008) Achmus, M. : Bodenmechanik und Grundbau – Grundlagen und Konzepte – Heft 63 der Mitteilungen des Institutes für Grundbau, Bodenmechanik und Energiewasserbau (IGBE) der Leibniz Universität Hannover, 2008
- (ADLER 2004) Adler, M. : Eis auf Bundeswasserstraßen, Wasserbaumeisterlehrgang des Berufsbildungszentrums Koblenz, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
- (ALEXY 1998) Alexy, M.: Optimierung der Eisabfuhr an Brücken in: Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau Nr. 79 (1988), S. 97-103
- (ALTBERG 1924) Altberg, W.: Die physikalischen Bedingungen der Eisbildung auf dem Grunde von Flüssen und Seen, in: Annalen der Hydrologie, Jahrgang 1924, Heft 11, S. 225
- (ANDRES 1999) Andres, D.D.: The Effects of Freezing on the Stability of a Juxtaposed Ice Cover, In: 10th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Winnipeg, Manitoba, Canada: Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE), 1999, S.209-222, unter: URL http://www.cripe.civil.ualberta.ca/Downloads/10th_Workshop/Andres1999.pdf 20100429
- (ARENSTEIN 1850) Arenstein, J.: Beobachtungen über die Eisverhältnisse der Donau 1847/48 bis 1849/50, Verlag Baumüller, Wien 1850
- (ARGE-ELBE 2006) Arbeitsgemeinschaft zur Reinhaltung der Elbe: Gewässergütebericht 2006, unter: URL <http://www.arge-elbe.de/wge/Download/Berichte/06guetebericht.pdf> 20080914
- (ARMBRUSTER-VENETI 1999) Armbruster-Veneti, H. : Über das Versagen von Erddämmen, in: Wasserwirtschaft 89 (1999) Heft 10, S. 504 – 511
- (ARTLENBURGER 2011) Artlenburger Deichverband: Die neuen Deiche, unter: URL <http://www.artlenburger-deichverband.de> 20110502
- (ASHTON 1986) Ashton, G.: River and Lake Ice Engineering, Verlag Book Crafters, Chelsea, USA, 1986
- (BAPTIST 2005) Baptist, M.: Modelling Floodplain Biogeomorphology, Diss. University Delft, 2005 unter: URL <http://oai.tudelft.nl/ir/asset/uuid:b2739720-e2f6-40e2-b55f-1560f434cbee> 20090720

- (BARJENBRUCH 1998) Barjenbruch, U.: Wärmehaushalt von Kanälen, in: Mitteilungsblatt Nr. 79 der Bundesanstalt für Wasserbau Nr. 79 (1988), S. 7-12
- (BARJENBRUCH 2002) Barjenbruch, U. : Eisbildung und Eisstärkenvorhersage in Schifffahrtskanälen, Gutachten der Bundesanstalt für Gewässerkunde Koblenz, BfG-JAP.Nr. 2528, 2510, Koblenz
- (BARJENBRUCH 2005) Barjenbruch, U.: Automatisierte Eisdickenmessung der winterlichen Schifffahrt an den Bundeswasserstraßen, Kurzbericht der BfG unter: URL http://www.bafg.de/nn_222930/M1/DE/03_Arbeitsbereiche/01_Hydrometrie 20110412
- (BAUMGARTEN & LIEBSCHER 1996) Baumgartner, A. & Liebscher, H.-J.: Lehrbuch der Hydrologie, Bd. 1, Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie, 2.Aufl., 1996, Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin
- (BAUR 1947) Baur, F.: Musterbeispiele Europäischer Großwetterlagen, Dieterichsche Verlagsbuchhandlung, Mainz 1947
- (BAUR 1956) Baur, F.: Physikalische – statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen, Band 1, Akademische Verlagsgesellschaft mbH Frankfurt am Main, 1956
- (BAUR 1958) Baur, F.: Physikalische – statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen, Band 2, Akademische Verlagsgesellschaft mbH Frankfurt am Main, 1956
- (BAUR 1963) Baur, F.: Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage, Akademische Verlagsgesellschaft Frankfurt/Main, 1963
- (BAW 2003): Bundesanstalt für Wasserbau: Untersuchungen zur Hochwasserneutralität von Unterhaltungsmaßnahmen an der Mittel- und Oberelbe – Strombauwerke -, Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe, 2003
- (BAYER 2002) Bayer, E.: Hochwasserschutz und zementgebundene Baustoffe – Hinweise für Planung und Ausführung, Bundesverband der Deutschen Zementindustrie e.V., Verlag Bau + Technik, Düsseldorf, 2002
- (BEHRENDT & BURGER 2004) Behrendt, T. & Burger, D.: Einführung in die Geomorphologie, 2.Aufl., 2004, Institut Geographie und Geoökologie der Universität Karlsruhe, URL http://markusengelhardt.com/skripte/geographie/Skrip_Geomorphologie_2.pdf 20081226

- (BELZ et al. 2006) Belz, J.; Burek, P.; Matthäus, H.; Rudolf, B.; Vollmer, S. und Wiechmann, W.: Das Hochwasser der Elbe im Frühjahr 2006, Bericht 1514 der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
- (BERGMANN 2005) Bergemann, M.: Berechnung des Salzgehaltes der Elbe, Bericht der Wassergütestelle Elbe, unter: URL <http://www.fgg-elbe.de/.../veroeffentlichungen.html?.../05BerechnSalzgehalt.pdf> 20100212
- (BERNHOFER et al. 2005) Bernhofer, Ch.; Goldberg, V. und Franke, J.: Optimierung der Klimadatenbank REKLI für die Auswertungen temperaturbezogener Klimagrößen und Erweiterung für wetterlagenabhängige Analysen von Klimaelementen, Institut für Hydrologie und Meteorologie, Technische Universität Dresden, 2005
- (BERTELSMANN UNIVERSALLEXIKON 2005): Bertelsmann Universallexikon, Bertelsmann Lexikon Institut, Gütersloh, 2005
- (BfG 1997) Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG): Das Oderhochwasser 1997, Koblenz
- (BfG 2002) Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG): Das Auguthochwasser 2002 im Elbegebiet, Koblenz. in: Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 2002 (2), S. 85-104
- (BIEBERSTEIN et al. 2004) Bieberstein, A., Wörsching, H., Queißer, J. und Bernhart, H.H.: Überströmbare Dämme – landschaftsverträgliche Ausführungsvarianten für den dezentralen Hochwasserschutz in Baden-Württemberg, Forschungsbericht FZKA-BWPLUS, Juni 2004, unter: URL <http://www.bwplus.fzk.de/berichte/SBer/BWC20005+BWT22004SBer.pdf> 20110510
- (BIELITZ 2006) Bielitz, E.: Hochwasserschutzkonzept und Gefahrenkarten für die Elbe, Vortrag der Landestalsperrenverwaltung des Freistaates Sachsen in: II.IKSE-Workshop „Hochwasserrisiken und Hochwasserschäden“ am 25.1.2006, unter: URL http://www.ikse-mkol.org/uploads/media/02_bielitz_03.pdf 20090724
- (BISSOLLO 1991) Bissolli, P.: Eintrittswahrscheinlichkeiten und statistische Charakteristika der Witterungsregelfälle in der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlin, Bericht Nr. 88 des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main, 1991
- (BISSOLLI & DITTMANN 2003) Bissolli, P. & Dittmann, E.: Objektive Wetterlagenklassen, Klimastatusbericht des Deutschen Wetterdienstes 2002, Offenbach
- (BLÜTHGEN & WEISCHET 1980) Blüthgen, J. & Weischet, W.: Allgemeine Klimageographie, 3. Auflage, 1980, Verlag de Gruyter, Berlin

- (BOCK et al. 1973) Bock, R.; Cordes, F.; Dudziak, H.; Franzius, L.; Günneberg, F.; Grothues-Spork, H. und Wismaer, H.: Eisbekämpfung durch Wärmeeinleitung, Kapitel 3.2, Seite 251-256) in: Deutsche Beiträge zu PIANC-Schiffahrtskongress 1973 in Ottawa, Abteilung II- Seeschifffahrt, Thema 4: Wirkung von Eis auf die Bauwerke und die Schifffahrt. Mittel zur Verhütung der Bildung von Eis und Beherrschung seiner Verlagerung. unter: URL http://www.wsv.de/pianc/aktuelles/deutsche_berichte/pdfs/ottawa1973.pdf 20090708
- (BOEHRER 2006) Boehrer, B.: Rückstau von Treibeis auf der Elbe in: Magdeburger Gewässerforschungsseminar in Cesky Krumlow vom 10.-13.10.2006, unter: URL http://www.ufz.de/data/110_BI1_04_boehrer5235.pdf 20090116
- (BÖRNGEN & TETZLAFF 2002) Börngen, M. & Tetzlaff, G.: Weikinn, Curt: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahr 1850, Hydrographie Zeil 6 (1801-1850). Borntraeger-Verlag, Berlin-Stuttgart, 2002
- (BOLLRICH 2000) Bollrich, G.: Technische Hydromechanik, Band 1: Grundlagen, 5. Aufl., 2000, Verlag für Bauwesen, Berlin
- (BRAZDIL 1998) Brazdil, R.: The history of floods on the river Elbe and Vlatava in Bohemia, Erfurter Geographische Studien (EGS), 1998, Band 7, Seite 93-108
- (BREG LÜNEBURG 1995) „Abschlussbericht der „Arbeitsgruppe Elbedeich“ im ehemaligen Amt Neuhaus“, Bezirksregierung (BREG) Lüneburg, Lüneburg
- (BROMBACH et al. 2001) Brombach, H., Dillmann, R., Patt, H., Riechwie, W. und Vogt, R.: Hochwasserschutzmaßnahmen, in: Hochwasser-Handbuch, 2001, Kap. 7, Hrsg. Patt, Heinz, Springer-Verlag Berlin
- (BRONSTERT 2006) Bronstert, A.: Mögliche Einflüsse der Klimaänderungen auf Hochwasser und Dürreereignisse, in: Wandel von Vulnerabilität und Klima: Müssen unsere Vorsorgewerkzeuge angepasst werden? Workshop des Deutschen Komitee Katastrophen- Vorsorge e.V. und der Akademie für Raumforschung und Landesplanung am 27./28.11.2006 in Hannover unter: URL <http://www.dkkv.org/DE/publications/ressource.asp?ID=245> 20090904
- (BUCHHOLZ 2009) Buchholz, W.: Eisaufbruch an der Oder – Hydrografische, hydrologische und hydraulische Bedingungen - in: Verkehrsweg und Lebensraum in der Kulturlandschaft, Kolloquium der BAW (Bundesanstalt für Wasserbau) am 13./14.5.2009 in Berlin

- (BÜRGER 1958) Bürger, K.: Zur Klimatologie der Großwetterlagen – ein Witterungsklimatologischer Beitrag – in: Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 45 (Band 6), Offenbach, 1958, S. 45/1 bis 45/79
- (BULLENHAUSEN 2010) Yachtclub Bullenhausen: Eiszeit Januar 2010, unter: URL <http://www.yachtclub-bullenhausen.de/uploads/Album/Eispfahl.jpg> 20100220
- (CARSTENSEN 2000) Carstensen, D.: Strömungsverhältnisse in Flusskrümmungen, in: Belastung, Stabilisierung von Sohlen und Böschungen wasserbaulicher Anlagen, Vorträge zum Wasserbaukolloquium vom 16.3. bis 17.3.2000, Heft 18 der Dresdner Wasserbaulichen Mitteilungen des Institutes für Wasserbau und Technische Hydromechanik der Technischen Universität Dresden, S. 31-41
- (CARSTENSEN 2003) Carstensen, D.: Die Elbe im Raum Dresden, in: Dresdener Wasserbauliche Mitteilungen – Gewässer in der Stadt“ Wasserbaukolloquium 2003 - Heft 24 – S. 31 – 47
- (CARSTENSEN 2008) Carstensen, D.: Eis im Wasserbau – Theorie, Erscheinungen, Bemessungsgrößen, Heft 37 der Dresdner Wasserbaulichen Mitteilungen des Institutes für Wasserbau und Technische Hydromechanik der Technischen Universität Dresden, 2008
- (CARSTENSEN 2010) Carstensen, D.: A laboratory investigation of the hydraulics and mechanics of model mechanics of model ice floes at bridge piers, in: Proceedings of the Chinese-German joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering, 21.-27.September 2010, Tianjin, China, S. 457-462
- (CHOW 1959) Chow, V.T.: Open-Chanel Hydraulics, McGraw-Hill Book Company, New York, 1959
- (DACHROTH 2002) Dachroth, W.: Handbuch der Baugeologie und Geotechnik, 3.Auflage, 2002, Springer-Verlag Berlin
- (DAVIDENKOFF 1964) Davidenkoff, R.: Deiche und Erddämme: Sickerströmung, Standsicherheit, Werner-Verlag, Düsseldorf, 1964
- (DEUTSCH 2000) Deutsch., M.: Zum Hochwasser der Elbe und Saale Ende Februar/Anfang März 1799, in Deutsch, M., K.-H.Pörtge & H. Teltscher (Hrsg.) Beiträge zum Hochwasser/Hochwasserschutz in Vergangenheit und Gegenwart, Erfurter Geographische Studien, Bd. 9

- (DEUTSCH & PÖRTGE 2000) Deutsch, M. & Pörtge, K.-H.: Hochwasser in Vergangenheit und Gegenwart, In: Entwicklung der Umwelt seit der letzten Eiszeit. Rundgespräche der Kommission für Ökologie, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Bd. 18
- (DEUTSCH & PÖRTGE 2002) Deutsch, M. & Pörtge, K.-H.: Hochwasserereignisse in Thüringen (Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Schriftenreihe, Bd. 63), Jena
- (DEUTSCH 2003) Deutsch, M.: Historische Hochwasser und historischer Hochwasserschutz in: Hochwassermanagement II – Praxis des Hochwasserschutzes, Kapitel 10, Weiterbildendes Studium Bauingenieurwesen – Wasser und Umwelt-Bauhaus-Universität Weimar, 2003
- (DEUTSCH & PÖRTGE 2003) Deutsch, M. & Pörtge, K.-H.: Hochwasserereignisse in Thüringen in: Schriftenreihe der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Nr. 63, Jena
- (DEUTSCH et al. 2006) Deutsch, M., Grünewald, U. und Rost, K.T.: Historische Hochwassermarken – Ausgangssituation, Probleme und Möglichkeiten, in: Risikomanagement extremer hydrologische Ereignisse, (Tagungsband „Tag der Hydrologie“), Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 15, Bd. 1, S. 59-70
- (DEUTSCH & PÖRTGE 2008) Deutsch, M & Pörtge, K.-H.: Zur Bedeutung historischer Quellen für die Hochwasserbewusstseinsbildung, in: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 52.Jahrgang, Heft 1/08, S. 38-40
- (DEUTSCH 2009) Deutsch, M.: 100 Jahre Hochwasser 1909 – Was interessiert uns das heute noch? Zeitschrift: WasserWirtschaft, 5/2009, S. 42/43
- (DGJ 1997) Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch : Teilgebiet Elbe III, Untere Elbe ab Havelmündung 1997 vom 1.11.1996 bis 31.12.1997, unter: URL <http://dlr.bafg.de:8086/DGJ/PDF/1997/WBI59300107.p.pdf> 20090203
- (DGJ 1997a) Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch: Teilgebiet Elbe, Teil II, Havel mit Deutschem Odergebiet 1997 vom 1.11.1996 bis 31.12.1997 URL <http://www.mluv.brandenburg.de/cms/media.php/2320/dgj1997.pdf> 20090203
- (DIETRICH 2008) Dietrich, R. : Einfluss lokaler Querverbuschungen im Deichvorland auf das Fließverhalten der Elbe bei Hochwasser, in: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 52. Jahrgang, Heft 4, S. 227-228, August 2008
- (DIN 4049-3 1994) Deutsches Institut für Normung (DIN) e.V. DIN 4049-3: Hydrologie Teil 3: Begriffe der quantitativen Hydrologie. Normenausschuss Wasserwesen (NAW) im

- DIN e.V., in: DIN-Taschenbuch 211: Wasserwesen – Begriffe – Normen, Beuth Verlag, Berlin, Wien, Zürich
- (DIN 19704 1988) Stahlwasserbau, Normenausschuss Bauwesen im DIN Deutsches Institut für Normung e.V., 1988
- (DITTMANN 1997) Dittmann, E.: Objektive Wetterlagenklassifikation, in: Klimastatusbericht 1997 des Deutschen Wetterdienstes, S. 58-61, unter: URL <http://www.dwd.de/20090906>
- (DITTRICH 1892) Dittrich, A.: Einfluss der Stromregulierungen auf den Eisgang und die Deichbrüche an der Oder, in: Centralblatt der Bauverwaltung, Jahrgang 1892, S. 169-171, unter: URL http://opus.kobv.de/zlb/frontdoor.php?source_opus=2610&la=de/20110430
- (DUDEN 2007) Deutsches Universalwörterbuch: 6. überarbeitete Auflage, 2007, Mannheim, Leipzig, Zürich, Wien, Dudenverlag
- (DVWK 1986) Flussdeiche: Merkblatt 210/1986 des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Verlag Parey, Hamburg
- (DVWK 1989) Wahl des Bemessungshochwassers: Merkblatt 209/1989 des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Verlag Parey, Hamburg
- (DWA THEMEN 2008): Erschließung und Einbeziehung historischer Informationen für die Ermittlung extremer Hochwasserabflüsse – Fallbeispiele und Empfehlungen – Teil 1, Grundlagen, Methoden, S. 11-26, Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Hennef, Mai 2008
- (DWD 2006) Deutscher Wetterdienst: Klimastatusbericht 2006, unter: URL <http://www.dwd.de/klimastatusberichte> 20090903
- (DWD 2009) Deutscher Wetterdienst: Frosteindringtiefen, unter: URL <http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop> 20090111
- (DWD 2011) Deutscher Wetterdienst: Tagesmitteltemperaturen, unter: URL <http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwdesktop> 20110420
- (DYBKOWSKA-STEFEK & PLUTA 2000) Dybkowska-Stefek, D. & Pluta, M.: Ice jams on the Lower Odra in: 5. International Symposium on Ice, Gdansk, 28.8.-1.9.2000, S. 279-285
- (DYCK 1980) Dyck, S.: Angewandte Hydrologie, Teil 1: Berechnung und Regelung des Durchflusses, 2. völlig überarbeitete Auflage, 1980, Verlag Ernst, Berlin

- (EAU 2005) Empfehlungen des Arbeitsausschusses „Ufereinfassungen“, Häfen und Wasserstraßen EAU 2004, herausgegeben vom Arbeitsausschuss „Ufereinfassungen“ der Hafenbautechnischen Gesellschaft e.V. und der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e.V., 10. Aufl., 2005, Verlag Ernst & Sohn, Berlin
- (EAK 1993) Empfehlungen für die Ausführungen von Küstenschutzbauwerken, in: Die Küste, Heft 55 (1993) mit Korrekturblatt Heft 57 (1995)
- (EAK 2002) Empfehlungen für die Ausführungen von Küstenschutzbauwerken, in: Die Küste, Heft 65, Verlag Boyens & Co, Heide
- (EG-HOCHWASSERRISIKOMANAGEMENT-RICHTLINIE (2007) Richtlinie 2007/60/EG über die „Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken“ vom 23.10.2007, abgedruckt im Amtsblatt der Europäischen Union vom 6.11.2007, L 288/27
- (EHLERT 2006) Ehlert, C.: Ermittlung von Dämpfungsparametern für die Simulation nichtlinearer Federbedingungen für Offshore Pfahlgründungen, Diplomarbeit an der Bauhaus-Universität Weimar
- (EISENHAUER 2009) Eisenhauer, N.: Umdruck zur Vorlesung Hydroinfrastruktur (Masterstudiengang) Hochschule Karlsruhe – Technik und Wirtschaft, unter: URL http://www.ab.hs-karlsruhe.de/VAW/02_lehre/02_1_vorlesung/folder 20100301
- (ELENDER & THIENEL 1987) Elender, H.-J. & Thienel, K.: Entwurf der Vorlandregelung im Jasebecker Bogen für den Dannenberger Deichverband, Lüneburg 1987 (unveröffentlicht)
- (ELLMANN et al. 2009) Ellmann, H.; Diebel, R. und Jüpner, R.: Anschluss von Flutmulden an den Elbstrom – Projekte, Erfahrungen, Monitoring – in: Entwicklung von Flussauen – Möglichkeiten und Grenzen -, Kolloquium an der Technischen Universität Braunschweig am 22.10.2009, Tagungsband S. 21-25
- (ELWIS 2009) Elektronisches Wasserstraßen-Informationssystem (ELWIS) der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes unter: URL http://www.elwis.de/gewaesserkunde/wasserstaende/wasserstaende_start.php 20090702
- (ELWIS 2009a) Elektronisches Wasserstraßen-Informationssystem (ELWIS) der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, hier: Eislage, unter: URL http://www.elwis.de/gewaesserkunde/eislage_neu/indes.php.html 20090111

- (ELWIS 2011) Elektronisches Wasserstraßen-Informationssystem (ELWIS) der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, hier: Pegel Dresden und Wasserstände, unter: URL <http://www.elwis.de/gewaesserkunde/Wasserstaende/Pegel.php> 20110511
- (ENKE 2001) Enke, W.: Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben „Regionalisierung von Klimamodell – Ergebnissen des statistischen Verfahrens der Wetterlagenklassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen“, Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, Dresden, Januar 2001, URL <http://www.umwelt.sachsen.de> 20110510
- (EWE & LAUSCHKE 2009) Ewe, A. & Lauschke, C.: Morphologische Entwicklung und Schwachstellen, in: „Verkehrsweg und Lebensraum in der Kulturlandschaft“, Kolloquium am 13./14.5.2009 im Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung, Berlin
- (FISCHER-BRUNS & FEICHTER 2007) Fischer-Bruns, I. & Feichter, J.: Einfluss der Änderungen der Konzentration von Treibhausgasen und Sulfataerosolen auf das Winterklima des Nordatlantiks, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, unter: URL http://meetings.copernicus.org/dach2007/download/DACH2007_A_00233.pdf 20090904
- (FRANZKE et al. 2008) Franzke, C.; Blender, R.; Fraedrich, K. und Lunkeit, F.: Dynamische Antriebsmechanismen der NAO, in: *promet*, Jahrg. 34, Nr.3/4, S. 107-111 Deutscher Wetterdienst
- (FREDRIKS 2009) Kaufkraft als Maßstab für den Wert des Geldes, unter: URL <http://fredriks.de/hvv/kaufkraft.htm> 20090815
- (FREYDANK 1986) Freydank, E.: Berechnung und Prognose der Eisverhältnisse auf der Oder, Akademie-Verlag Berlin, 1986
- (FRICKE 2009) Fricke, W.: Wetterlagen im Klimawandel, Vortrag auf dem 4. Extremwetterkongress am 19.2.2009 in Bremerhaven, unter: URL <http://weltenwetter.wordpress.com> 20090901
- (FÜGNER 2002) Fügner, D.: Hochwasserkatastrophen in Sachsen, 2. Aufl., 2002, Tauchaer Verlag
- (FUHRBÖTER 1981) Fuhrböter, A.: Zur Geschichte des Deichbaus an der Elbe, in: Jahreshefte des Heimatkundlichen Arbeitskreises Lüchow-Dannenberg, Heft 8, 1981, S. 159-167

- (GARBRECHT 1982) Garbrecht, G.: Modellversuche über Eisversetzungen bei Jasebeck/Elbe, Bericht Nr. 535 des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig
- (GEES 1997) Gees, A.: Analyse historischer und seltener Hochwasser in der Schweiz. Bedeutung für das Bemessungshochwasser, Geographica Bernensia, Reihe G, Geographisches Institut der Universität Bern
- (GERSTENGARBE & WERNER 1993) Gerstengarbe, F.-W. & Werner, P.C.: Katalog der Großwetterlagen (1881 – 1992) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky, 4. völlig neu bearbeitete Auflage, Berichte des Deutschen Wetterdienstes 113, Offenbach, 1993
- (GERSTENGARBE & WERNER 1999) Gerstengarbe, F.-W. & Werner, P.C.: Katalog der Großwetterlagen (1881 – 1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky, 6. und verbesserte und ergänzte Auflage, Potsdam und Offenbach, 1999
- (GERSTENGARBE et al. 2003) Gerstengarbe, F.-W.; Badeck, F.; Hattermann, F.; Stock, M.; Krysanowa, V.; Lahmer, W.; Lasch, P.; Suckow, F.; Wechsung, F. und Werner, P.C.: Studie zur klimatischen Entwicklung im Land Brandenburg bis 2055 und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, die Forst- und Landwirtschaft sowie die Ableitung erster Perspektiven, PIK Report Nr. 83, Potsdam
- (GERSTENGARBE & WERNER 2005) Gerstengarbe F.-W. & Werner, P.C.: Katalog der Großwetterlagen (1881 – 2004) nach Paul Hess und Helmuth Bezowsky, 1.verbesserte und ergänzte Auflage, PIK Report Nr. 100, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung
- (GLASER 1996) Glaser, R.: Beiträge zur historischen Klimatologie in Mitteleuropa seit dem Jahr 1000, Habilitationsschrift 1996, Fakultät für Geowissenschaften, Universität Würzburg
- (GLASER 1998) Glaser, R.: Historische Hochwässer im Maingebiet – Möglichkeiten und Perspektiven auf der Basis der Historischen Klimadatenbank Deutschland (HISKLID), Erfurter Geographische Studien (EGS), Band 7, Seite 109-128
- (GLASER 2008) Glaser, R.: Klimageschichte Mitteleuropas – 1200 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen, 2.Aufl., 2008, Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt
- (GOHLISCH et al. 2005) Gohlisch, G.; Naumann, S.; Röthke-Habeck, P.: Bedeutung der Elbe als europäische Wasserstraße, Schrift des Umweltbundesamtes Berlin
- (GRUBERT 2007) Grubert, P.: Einfluss der Vorlandvegetation auf den Hochwasserabfluss der Oder bei Frankfurt, in: Hydraulisch-sedimentologische Berechnungen naturnah ge-

stalteter Fließgewässer, Vortrag im Seminar des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau am 9.11.2007 in Braunschweig

- (GRÜNEBERG 2004) Grüneberg, G.: Große Feuersnot und viel Leid durch Hochwasser, Lenzener Historie, unter: URL <http://www.maerkischeallgemeine.de/Archiv> 20100910
- (GRÜNEWALD et al. 2000) Grünewald, U.; Brodersen, C.; Schümborg, S.; Schmitt, A.; Kaltofen, M. und Gassert, E.: Zum Entwicklungsstand und zu den Anforderungen an ein grenzüberschreitendes operationelles Hochwasservorhersagesystem im Einzugsgebiet der Oder, Studie der Brandenburgischen Technischen Universität Cottbus, unter: URL <http://www.dkv.org> 20110510
- (GRÜNEWALD 2005) Grünewald, U.: Extreme Hochwasser im Elbeeinzugsgebiet, in: Internationaler Workshop/Expertengespräch – Extreme Hochwasser – am 18. und 19. April 2005 in Bregenz, Österreich, unter: URL http://www.chr-khr.org/files/I-1_Gruenewald_0.pdf 20090724
- (GRÜNEWALD et al. 2008) Grünewald, U.; Bartl, S.; Schümborg, S.; Deutsch, M.; Matz, S. und Fügner, D.: Integration von historischen und hydraulisch/hydrologischen Analysen zur Verbesserung der regionalen Gefährdungsabschätzung und zur Erhöhung des Hochwasserbewusstseins (Schlussbericht), BTU Cottbus und DHI – Privates Institut für Wasser und Umwelt e.V., Cottbus, unter: URL <http://edok01.tib.uni-hannover.de/edoks/e01fb09/59024664X.pdf> 20091016
- (GÜNTHER 2003) Günther, D.: Elbehochwasser Januar 2003 – Mobile Eisabweiser zur Deichverteidigung, LUGV – Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz –Brandenburg, Abt. ÖNW, Referat Ö5
- (HAGEN 1892) Hagen: Welche Mittel gibt es, um den Hochwasser- und Eisgefahren entgegen zu wirken, in: Zentralblatt der Bauverwaltung, Jahrgang 1892, S. 407 ff. unter: URL http://opus.kobv.de/zlb/volltexte/2008/2644/pdf/ZBBauverw_1892_38.pdf 20090318
- (HAGER 2001) Hager, M.: Eisdruck, in: Grundbau-Taschenbuch, Teil 1: Geotechnische Grundlagen, 6.Aufl., 2001, Kapitel 1.14, S. 667 – 681, Verlag Ernst & Sohn, Berlin
- (HAHN 1952) Hahn, A.: Uferlinien-Wasserstand, Hochwasser- und Eisstatistik Norddeutscher Gewässer in: Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, Nr. 6, Bielefeld
- (HAHN-WEIßHAUPT & TRÖMEL 2003) Hahn-Weißhaupt, A. & Trömel, H.P.: Historischer Deichbau im Oderbruch, Zeitschrift Wasser und Boden, 55/6, S.15-18

- (HARTGE & HORN 2009) Hartge, K. & Horn, R.: Die physikalische Untersuchung von Böden, 4.Auflage, 2009, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- (HASELSTEINER 2002) Haselsteiner, R.: Statische Betrachtungen zu Gehölzen auf Damm-bauten, unter: URL
http://www.dr-haselsteiner.de/papers/Haselsteiner_paper_003.pdf 20100207
- (HASELSTEINER & STROBL 2006) Haselsteiner, R. & Strobl, T.: Deichertüchtigung unter besonderer Berücksichtigung des Gehölzbewuchses, in: Sicherung von Dämmen, Deichen und Stauanlagen – Handbuch für Theorie und Praxis. Hrsg. Prof. Dr.-Ing Richard Hermann und Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen, Universitätsverlag Siegen, URL
http://www.dr-haselsteiner.de/papers/Haselsteiner_paper014.pdf 20110510
- (HASELSTEINER 2007) Haselsteiner, R.: Hochwasserschutzdeiche an Fließgewässern und ihre Durchsickerung, Dissertation an der Technischen Universität München Lehrstuhl und Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft, Band 111 URL
http://www.dr-haselsteiner.de/paper/Haselsteiner_paper022_diss.pdf 20110510
- (HASELSTEINER et al. 2008) Haselsteiner, R., Fischer, M., Strobl, T., Rutschmann, P.: Der Überlastfall an Flussdeichen – Strategien, Sicherungsmöglichkeiten, Risikominde-rung, in: Neue Anforderungen an den Wasserbau, Internationales Symposium Zürich, 11/12.9.2008 URL <http://www.dr-haselsteiner.de/start.htm?veroeffentlichungen.htm> 20090802
- (HEERTEN et al. 2008) Heerten, G.; Heibaum, M.; Haselsteiner, R. und Werth, K.: Hochwas-serbedrohungen – Neue Sicherheiten im Deichbau mit Geokunststoffen, 30. Bau-grundtagung in Dortmund vom 24.-27.September 2008, unter: URL http://www.dr-haselsteiner.de/presentations/Haselsteiner_pres037.pdf 20100216
- (HEINEMANN & FELDHAUS 2003) Heinemann, E. & Feldhaus, R.: Hydraulik für Bauingenieure, 2.Auflage, 2003, Teubner-Verlag, Wiesbaden
- (HELBIG et al. 1999) Helbig, A.; Baumüller, J.; Kerschgens, M.: Stadtklima und Luftreinhaltung, 2.Aufl., 1999, Springer-Verlag, Berlin
- (HENDL 1969) Hendl, M.: Grundzüge des Klimas im Havel-Spree-Raum zwischen nördli-chem und südlichem Landrücken: Wissenschaftliche Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft der DDR, Bd. 10, Gotha/Leipzig
- (HENTSCHEL 2007) Hentschel, B.: Hydraulische Flussmodelle mit beweglicher Sohle, in: Mitteilungsblatt Nr. 90 der Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe

- (HEYER & HORLACHER 2007) Analyse der Deichbrüche an Elbe und Mulde während des Hochwassers 2002 im Bereich Sachsens, in: Flussdeiche – Bemessung, Dichtungssysteme und Unterhaltung, Tagungsband des DWA-Seminars in Fulda, 2007
- (HND BAYERN 2009) Hochwassernachrichtendienst Bayern, hier: Lexikon des Hochwassernachrichtendienstes Bayern, unter: URL
<http://www.hnd.bayern.de/lexikon/glossarz.htm> 20090407
- (HÖRRMANN 2004) Hörrmann, N.: Überblick über das Einzugsgebiet der Oder, in: Die Oder – Arbeitsberichte des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität, Berlin, 2004
- (HONDA et al. 2009) Honda, M., Inoue, J. und Yamane, S.: Influence of low Arctic Sea-ice Minima on anomalously cold Eurasian winters, Geophysical Research Letters, Vol. 36, L08707, doi: 10.1029/2008GL037079, unter: URL
<http://www.agu.org/journals/ABS/2009/2008GL037079.shtml> 20101124
- (HORLACHER 2000) Horlacher, H.-B.: Eislasten auf Verschlusskörper im Stahlwasserbau, in: Stahlwasserbauten – Kommentar zu DIN 19704, Verlag Ernst & Sohn, Berlin, 2000
- (HORLACHER 2003) Horlacher, H.-B.: Gestaltung und Anordnung von Deichen für einen wirkungsvollen Hochwasserschutz, in Symposium „Notsicherung von Deichen und Dämmen“ am 7.2.2003 an der Universität Siegen
- (HORLACHER & HEYER 2007) Horlacher, H.-B. & Heyer, T.: Beurteilung des Abflussgeschehens der Elbe im Bereich Magdeburg unter besonderer Beachtung des Einflusses der Alten Elbe im Hochwasserfall in: Fünf Jahre nach der Flut, Hochwasserschutzkonzepte- Planung, Berechnung, Realisierung, Heft 35 der Dresdner Wasserbaulichen Mitteilungen, 2007, S. 495-504
- (HTG 2010) Hafentechnische Gesellschaft: Empfehlungen des Arbeitsausschusses Sportboothäfen und wassertouristische Anlagen – Handlungsempfehlungen für Planung, Bau und Betrieb von Sportboothäfen und wassertouristischen Anlagen – Hier: Lasten aus Eis, HTG Hamburg
- (HUPFER 1996) Hupfer, P.: Unsere Umwelt: Das Klima – globale und lokale Aspekte, Teubner-Verlag, Stuttgart, 1996
- (HUPFER & KUTTLER. 2006) Hupfer, P. und Kuttler, W.: Witterung und Klima – Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie, 12.Auflage, 2006, Verlag Vieweg+Teubner, Wiesbaden,
- (HUPKA 1957) Hupka, H.: Die Oder, Gräfe und Unzer Verlag, München, 1957

- (HURRELL 1995) Hurrell, J.W.: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation, Science, Nr. 269 (1995), S.676-679
- (IKSE 2005) Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (IKSE): Die Elbe und ihr Einzugsgebiet: ein geographisch-hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Überblick, 2005, Magdeburg
- (IKSO 1999) Internationale Kommission zum Schutz der Oder (IKSO): Das Oderhochwasser 1997, Bericht der Arbeitsgruppe Hochwasser der IKSO, Wroclaw (Breslau)
- (IKSO 2001) Internationale Kommission zum Schutz der Oder (IKSO): Der Hochwassermelde- und -vorhersagedienst im Einzugsgebiet der Oder – Bestandsaufnahme und Empfehlungen, 2001, Wroclaw (Breslau)
- (JÄHRLING 2003) Jährling, K.-H.: Die Weichholzaunen und deren Bedeutung für den Hochwasserschutz im Elbegebiet in: Naturschutz im Land Sachsen-Anhalt, 40.Jahrgang, 2003, Heft 2, S. 27-34
- (JESSBERGER & JAGOW-KLAFF 2001) Jessberger, H.-L. & Jagow-Klaff, R.: Frost im Baugrund, in: Grundbau-Taschenbuch, Teil 1: Geotechnische Grundlagen, 6.Auflage, 2001, Verlag Ernst & Sohn, Berlin
- (JUNGFER 2003) Jungfer, E.: Sonderform Eishochwasser, in: Hochwassermanagement II – Praxis des Hochwasserschutzes der Bauhaus-Universität Weimar, Weiterbildendes Studium Bauingenieurwesen – Wasser und Umwelt, WS 2003/2004
- (KAHNT et al. 1996) Kahnt, D.; Stein, B.; Schmidt, E.; Hodde, H.: Historische Hochwasser der Oder (16. bis 19.Jhd.), Landesumweltamt Brandenburg, Abteilung Gewässerschutz und Wasserwirtschaft, Regionalbereich Ost, Frankfurt (Oder)
- (KALYTТА 2005) Kalytta, B.: Auswirkungen von Eisgang auf den Hochwasserabfluss, Vortrag bei der 45. Fortbildungsveranstaltung des BWK zum Hochwasserschutz am 31.05.2005 in Hannover unter: URL http://www.s-l-f.de/info_bwk_2005-05.31.html 20090404
- (KANOWSLI 2004) Kanowsli, H.: Die Entwicklung des Hochwasserschutzes an der Elbe in Sachsen-Anhalt, in: Wasserhistorische Forschungen – Schwerpunkt Hochwasserschutz/Elbe, Schriften der Deutschen Wasserhistorischen Gesellschaft (DWhG) e.V., Band 4, 2004, S. 67 – 76, Books en Demand GmbH, Norderstedt
- (KAPPAS 2009) Kappas, M.: Klimatologie: Klimaforschung im 21.Jahrhundert – Herausforderung für Natur- und Sozialwissenschaften, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 2009

- (KARDOS 2002) Kardos, J.: Pegellatte Aken in: Deutsch, M.: Dreizehn Tage im August ... oder das Wunder von Aken, S. 127-159, Akener Heimatverlag, 2002
- (KAROLUS 2007) Karolus, B.: Ausbildung von Überlaufstrecken, in: Flussdeiche – Bemessung, Dichtungssysteme und Unterhaltung, Seminar Wasserwirtschaft, Boden der DWA 22.-23.Mai 2007 in Fulda
- (Kielblock 2007) Kielblock, H.: Alte Längenmaße und deren Umwandlung in heutige Maßeinheiten, unter: URL <http://www.gemeinde-michendorf.de/hompage/2historische/altelaengenmasse.php> 20091018
- (KLEINE 1990) Kleine, E.: Eisbekämpfung am Beispiel der Elbe in: PIANC (Permanent International Navigation Association) 27.Kongress 1990 in Osaka, S. 26-36 unter: URL http://www.wsv.de/pianc/aktuelles/deutsche_berichte/1990/index.html 20090208
- (KÖHLER & ASAMI 2002) Köhler, H.-J. & Asami, K.: Schnelle Wasserspiegelsenkung und ihr Einfluss auf die Stabilität von Deichböschungen, in: Tagungsband der 12. Donau-Europäischen Konferenz vom 27.-28.5.2002 in Passau, S. 181-184, Verlag Glückauf, Essen
- (KOHANE 1991) Kohane, R.: Berechnungsmethoden für Hochwasserabfluss in Fließgewässern mit überströmten Vorländern, Mitteilungen des Institutes für Wasserbau der Universität Stuttgart, Heft 73
- (KOLHASE et al. 2005) Kohlase, S.; Dede, C.; Weichbrodt, F. und Radomski, J.: Bühnenbau: Beanspruchung und Bemessung von Holzpfählen im Küstenwasserbau, Schlussbericht eines Förderprojektes 03KIS023 der Universität Rostock
- (KOLHASE et al. 2006) Kohlase, S.; Dede, C.; Weichbrodt, F. und Radomski, J.: Empfehlungen zur Bemessung der Einbindelänge von Holzpfählen im Bühnenbau, Ergebnisse des BMBF-Forschungsvorhabens Bühnenbau, Universität Rostock
- (KOKEMÜLLER 2005) Kokemüller, J.: Korrelation, Interpretation und Auswertung von Befliegungsdaten und Naturuntersuchungen mit Hilfe eines Geoinformationssystems für Deiche an der Elbe südlich von Lutherstadt Wittenberg, Diplomarbeit am Franzius-Institut der Universität Hannover (unveröffentlicht)
- (KOLBE 2004) Kolbe, C.: Elbe-Hochwasser – verschiedene Jahrhunderte auf einem Mauseklick, Leibniz-Institut für ökologische Raumentwicklung e.V., Dresden, unter: URL <http://idw-online.de/pages/de/news?print=1&id=84654> 20090604

- (KOLL et al. 2008) Koll, K.; Koll, Ka.; Aberle, J. und Dittrich, A.: Hochwasserschutz und Abfluss – die untere Mittelelbe in Niedersachsen, Technische Universität Braunschweig, Leichtweiß-Institut, Abteilung Wasserbau
- (KOLUPAILA 1928) Kolupaila: Die Berechnung der Winterabflussmengen, II. Baltische Hydrologische und Hydromechanische Konferenz, Reval 1928
- (KOLYMBAS 2007) Kolymbas, D.: Geotechnik – Bodenmechanik, Grundbau und Tunnelbau, 2. korrigierte und ergänzte Auflage, 2007, Springer Verlag Berlin
- (KONTUR 1969) Kontur, G. : Die Eisverhältnisse der Donau, Heft Nr. 33 der Mitteilungen des Franzius-Institutes, Hannover
- (KORTENHAUS 2002) Kortenhaus, A.: Probalistische Methoden für Nordseedeiche, Dissertation, FB 6: Bauingenieur- und Vermessungswesen, Technische Universität Braunschweig, 2002
- (KORTENHAUS & OUMERACI 2002) Kortenhaus & Oumeraci (2002): Probabilistische Bemessungsmethoden für Seedeiche, (ProDeich) Bericht Nr. 877 des Leichtweiß Institutes für Wasserbau der TU Braunschweig
- (KORZHAVIN 1971) Korzhavin; N.: Action of Ice on Engineering Structures, Novosibirsk, Übersetzung ins Englische von CRREL, Hanover, 1971
- (KRASS et al. 2009) Krass, J., Mitransky, B. und Rupp, G.: Grundlagen der Bautechnik, Verlag Vieweg + Teubner, Wiesbaden, 2009
- (KREFT & SZCZEPANIAK-KREFT 2009) Kreft A. & Szczepaniak-Kreft, A.: Eisaufbruch auf dem Fluss Oder, in: Verkehrsweg und Lebensraum in der Kulturlandschaft, Kolloquium der BAW (Bundesanstalt für Wasserbau) am 13./14.5.2009 in Berlin
- (KRÖMER & HACKER 1999) Krömer, I. & Hacker, E.: Die DIN 19712: 1997-11 „Flussdeiche“ – Unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses von Gehölzen auf die Standsicherheit von Flussdeichen, in: Ingenieurbiologie – Flussdeiche und Flussdämme – Bewuchs und Standsicherheit, Jahrbuch 4 der Gesellschaft für Ingenieurbiologie e.V., Aachen
- (KRÜGER 2000) Krüger, F.: Schubspannungsverteilung in offenen Trapezgerinnen, in: Belastung, Stabilisierung und Befestigung von Sohlen und Böschungen wasserbaulicher Anlagen, Vorträge zum Wasserbaukolloquium vom 16.3. bis 17.3.2000, Heft 18 der Wasserbaulichen Mitteilungen des Institutes für Wasserbau und Technische Hydromechanik der Technischen Universität Dresden, S. 19-29

- (KÜCHLER 2007) Küchler, W.: Globaler Klimawandel – Regionale Klimaprojektionen, Vortrag am 9.März 2007 in Pillnitz, unter: URL http://www.smul.sachsen.de/lfug/download/Klimawandel_Kuechler_Gala07_2.pdf 20100102
- (KULZE 2011) Kulze, K.: Hochwasseralarmstufen des Ministeriums für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz Brandenburg (MUGV), unter: URL <http://www.mugv.brandenburg.de/cms/detail.php/lbm1.c.340353.de#1> 20110430
- (KUPSCH ohne Jahrgang) Kupsch, Kurt: Dammbrüche zwischen Pommerzig und Bindow, URL <http://sycowice.net/dokumenty/powodz-bedow-1942.pdf> 20110223
- (LANDESTALSPERRVERWALTUNG SACHSEN 2007) Eisgefahren – Informationen, Maßnahmen, Zuständigkeiten, unter: URL <http://www.smul.sachsen.de/umwelt/wasser.pdf> 20091112
- (LANDESTALSPERRENVERWALTUNG SACHSEN 2009) Eisgefahren – Informationen, Maßnahmen, Zuständigkeiten, 2.Auflage, in: s.o.
- (LANDESUMWELTAMT BRANDENBURG 1998) Untersuchungen der Oder zur Belastung der Schwebstoff-, bzw. Sedimentphase und angrenzender Bereiche, Forschungsbericht, Potsdam, jetzt: Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz
- (LANGEMATZ et al. 2008) Langematz, U.; Brönnimann, S.; Graf, H.-F. und Kapala, A.: Stratosphäre, Vulkanismus und die NAO/AO in: promet, Jahrgang 34 (2008), S. 122-129
- (LATTERMANN 2005) Lattermann, E.: Wasserbau-Praxis, Band 1, 2.Auflage, 2005, Bauwerk-Verlag, Berlin
- (LECKEBUSCH et al. 2008) Leckebusch, G.; Kapala, A.; Mächel, H.; Pinto, J. und Reyers, M.: Indizes der Nordatlantischen und Arktischen Oszillation, in: promet, Jahrgang 34 (2008), S.96-100
- (LEOPOLD & RÜDIGER 1965) Leopold, M. & Rüdiger, A.: Zur Anwendung des Reduktionsverfahrens für die Ermittlung des Durchflusses unter Eis, in: Besondere Mitteilungen zum Gewässerkundlichen Jahrbuch der Deutschen Demokratischen Republik, Heft Nr. 7, VEB-Verlag für Bauwesen, Berlin
- (LfU 2005) Flussdeiche – Überwachung und Verteidigung – Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe
- (LfU 2008) Leben mit dem Fluss – Hochwasser im Spiegel der Zeit – Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg

- (LHW 2011) Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt
(LHW): Anleitung für den operativen Hochwasserschutz, Teil 2 – Verteidigung von
Flussdeichen – Deichsicherung, 4. Auflage
- (LOESCHMANN 1892) Loeschmann, E.: Beiträge zur Hydrographie der oberen Oder,
Dissertation der Universität Breslau (im Besitz)
- (LOZAN & KAUSCH 1996) Lozan, J.L. & Kausch, H. (Hrsg.): Warnsignale an Flüssen und
Ästuaren, Wissenschaftliche Fakten, Berlin, 1996
- (LUA 2003) Landesumweltamt Brandenburg: Hochwasserschutz in Brandenburg, Handbuch
für die Hochwasserabwehr an Gewässern und Deichen im Land Brandenburg,
Potsdam
- (LUBW 2007) Flussdeiche – Aufbau und Inhalte eines Deichbuchs und eines Statusberich-
tes, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg,
Karlsruhe
- (MAAß 1877) Über den Eisgang der Elbe in: Zeitschrift für Bauwesen, Jahrgang XXVII
(1877), S. 177 – 185, Verlag von Ernst & Korn, Berlin
- (MANIAK 2005) Maniak, U.: Hydrologie und Wasserwirtschaft – Eine Einführung für
Ingenieure, 5. Auflage, 2005, Springer-Verlag, Berlin
- (MATTHECK 2002) Mattheck, C.: Mechanik am Baum, Verlag Karlsruher Institut für
Technologie, 2002
- (MEIER 1993) Meier, R.: Die Oder, in: 250 Jahre Staatlicher Wasserbau in Eberswalde
- (MERZ 2006) Merz, B.: Hochwasserrisiken – Grenzen und Möglichkeiten der
Risikoabschätzung, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, 2006
- (MESECK et al. 2004) Meseck, S., Schlotthauer, E., & Lindow, B. : Eisgefährdung im hoch-
wassergefährdeten Raum des Landkreises Prignitz in: Bedeutung der Elbe als
europäische Wasserstraße, Schrift des Umweltbundesamtes
- (MLUV 2007) Deichsanierung nach der Oderflut, Broschüre des Ministeriums für Ländliche
Entwicklung, Umwelt und Verbraucherschutz Brandenburg, Potsdam
- (MUDELSEE et al. 2003) Mudelsee, M.; Börngen, M.; Tetzlaff, G.; Grünewald, U.: No upward
Trends in the occurrence of extreme floods in central Europe in: Nature 425,
S. 166-169

- (MUDELSEE 2003) Mudelsee, M.: mit Verweis auf Militzer, Stefan: Klima, Umwelt, Mensch (1500-1800: Studien und Quellen zur Bedeutung von Klima und Witterung in der vorindustriellen Gesellschaft, in: CLIMDAT
- (MÜLLER 1966) Müller, E.: Leitfaden für Katastrophensprengungen, Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1966
- (MÜLLER 2005) Müller, O.: Fertigstellung der Elbdeiche im Gartower Deich- und Wasserverband, Festvortrag von Olaf Müller (NLWKN) am 11.5.2005 in Schnackenburg
- (MÜLLER 2006) Müller, O.: Die Verteidigung von Altdeichen an der Sickerfläche, Dissertation an der Technischen Universität Braunschweig, Heft 156/2006 der Mitteilungen des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau
- (MÜLLER 2007) Müller, O. : Deichverteidigung an der Sickerfläche, Verlag Dr. Müller, Saarbrücken
- (MÜLLER et al. 2008) Müller, W.; Appenzeller, C. und Latif, M.: NAO und Vorhersagbarkeit, in: promet, Jahrgang 34 (2008), S. 130-137
- (MUGV 2010) Ministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz Brandenburg durch Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz, Hochwasserschutz, Oderdeichsanierung Ziltendorfer Niederung, unter: URL <http://www.mugv.brandenburg.de/cms/detail.php/bb1.c.176284.de> 20110502
- (MULV 2008) Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz Mecklenburg-Vorpommern, Pressemeldung Nr. 145/08 vom 16.05.2008 unter: URL http://www.regierung-mv.de/cms2/Regierungsportal_prod/Regierungsportal/de/ 20110502
- (NATIONAL CLIMATIC DATA CENTER 2010) National Climatic Data Center des U.S. Department of Commerce, unter: URL <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html> 20100102
- (NDG 2004) Niedersächsisches Deichgesetz vom 23.Februar 2004 (Nds. GVBl. Nr.6/2004 S.83, zuletzt geändert durch Art. 2 des Gesetzes vom 19.2.2010 (Nds. GVBl. Nr.5/2010 S.64)
- (NEEMANN 1991) Neemann, V.: Beschreibung des Eisgeschehens in der Mittelelbe im Februar 1991, Beitrag Nr. 8 der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord – Dezernat für Gewässerkunde, Kiel

- (NLWKN 2002) Hochwasserschutz in Niedersachsen, Oberirdische Gewässer, Band 23 des Niedersächsischen Landesbetriebes für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, Norden
- (NLWKN 2006) Hochwasserschutzplan Niedersachsen, Untere Mittelelbe des Niedersächsischen Landesbetriebes für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, Norden
- (NLWKN 2011) Hochwasserschutz für Hitzacker vollendet, unter: URL http://www.nlwkn.niedersachsen.de/master/c44847310_n4480625_l20_do_l5231158.html 20110430
- (ODERSTROM 1896) Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse, Band I: Das Stromgebiet und die Gewässer, Geographische Verlagshandlung Reimer, Berlin, 1896
- (OHLE et al. 2006) Ohle, N.; Elsner, A.; Zimmermann, C. : Deichüberwachung unter Einsatz der Fernerkundung in Heft Nr. 92 des Franzius-Institutes der Leibniz-Universität Hannover
- (ORTH 2009) Orth, W.: Grundbau-Taschenbuch, 2.Teil: Geotechnische Verfahren, Kap. 5: Bodenvereisung, 7.Aufl., 2009, Hrsg. Witt, Karl Josef, Verlag Ernst & Sohn, Berlin
- (OSBORN 2011) Osborn, T.J.: Winter 2009/10 temperatures and a record-breaking North Atlantic Oscillation index, Weather 66, 19-21, unter: URL <http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/datapages/naoi.htm> 20110429
- (PATT & GONSOWSKI 2011) Patt, H. & Gonsowski, P.: Wasserbau – Grundlagen, Gestaltung von wasserbaulichen Bauwerken und Anlagen, 7. aktualisierte Auflage, 2011, Springer Verlag Heidelberg
- (PATT 1998) Patt, H.: Naturnaher Wasserbau – Entwicklung und Gestaltung von Fließgewässern, Springer-Verlag, Berlin, 1998
- (PATT et al. 2009) Patt, H.; Jürging, P. und Kraus, W.: Naturnaher Wasserbau – Entwicklung und Gestaltung von Fließgewässern, 3. bearbeitete und aktualisierte Auflage, 2009, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg
- (PEGELONLINE, 2011) Gewässerkundliches Informationssystem der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, unter: URL <http://www.pegelonline.wsv.de/gast/start> 20110430
- (PELIKAN 2005) Pelikan, B.: Wasserwirtschaft und allgemeiner Wasserbau, Vorlesungsskript der Universität für Bodenkultur Wien, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und

- konstruktiven Wasserbau, WS 2005/06 unter: URL
<http://iwhw.boku.ac.at/LVA816110/kap5hochwasserschutz.pdf> 20110419
- (PETOUKHOV & SEMENOV 2010) Petoukhov, V. & Semenov, V.A.: A link between reduces Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, Journal of Geophysical Research, Vol. 115, D2111, doi: 10.1029/2009JD013568, unter: URL
<http://www.agu.org/journals/jd/jd1021/2009JD013568.shtml> 20101123
- (PFISTER 1999) Pfister, Ch.: Wetternachhersage – 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496-1995), Verlag Haupt, Bern, 1999
- (PLAGEMANN 1988) Plagemann, W.: Vorschlag zum Ansatz von Eisbelastungen auf Bauwerke, Bauingenieur, Jahrgang 63, 1988, S. 543-549, Springer-Verlag
- (POHL 2006) Pohl, R.: Ermittlung von Wasserstand-Abfluss-Beziehungen aufgrund historischer Informationen, Acqua alta, Hamburg, Forum 3 – Historischer Hochwasserschutz, Power-Point-Präsentation, September 2006
- (POHL 2007a) Pohl, R. : Auswertung von Wasserspiegelberechnungen mit Historischen Datensätzen für die Hochwasseranalyse, in: WasserWirtschaft 5/2007, S. 16-20
- (POHL 2008) Pohl, R.: Erstellung eines hydraulischen Teilmodells für die deutsche Obere Elbe anhand historischer Daten für das Winterhochwasser von 1845, in: Erschließung und Einbeziehung historischer Informationen für die Ermittlung extremer Hochwasserabflüsse, DWA-Themen, Mai 2008, S. 62-66
- (POLIWODA 2007) Poliwoda, G.: Aus Katastrophen lernen – Sachsen im Kampf gegen die Fluten der Elbe 1784 bis 1845, Böhlau-Verlag Köln, 2007
- (PUFFAHRT 1977) Puffahrt, O.: Der Deichbau und die Entwässerung im Deich- und Wasserverband Pisselberg, in: Jahreshefte des Heimatkundlichen Arbeitskreises Lüchow-Dannenberg, Heft 6, S. 43-50
- (PUFFAHRT 1988) Puffahrt, O.: Das Hochwasser von 1888 im Landkreis Lüchow-Dannenberg, Wasserwirtschaftsamt Lüneburg
- (PUFFAHRT 2008) Puffahrt, O.: Historische und neuzeitliche Hochwassergeschehnisse im Raum Hitzacker, Band 2 „Zum Hochwasserschutz für Hitzacker und die Jetzelniederung, herausgegeben vom Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN)
- (PUFFAHRT 2009) Puffahrt, O.: Das Hochwasser mit Eisversatz in der Elbe zwischen Schnackenburg und Geesthacht im Januar 1979, Eigenverlag Lüneburg

- (RADEMACHER NN) Rademacher, M.: Deutsche Verwaltungsgeschichte, unter: URL http://www.verwaltungsgeschichte.de/sud_leitmeritz.html 20091018)
- (REIFERT 1991) Reifert, J.: Wasserbau, Kapitel 4, Seite 439-446, in: Wiegleb: Verkehrsbau und Tiefbau, Bd. 4: Wassertechnik, Verlag für Bauwesen, Berlin
- (REITER 2007) Reiter, B.: Statische Berechnung der Hochwasserschutzwand Hitzacker, Fa. IBS GmbH, Gemeindewald 4, 86672 Thierhaupten
- (RENKEN 2008) Renken, A.: Klimaänderung in Brandenburg, Seminar „Regionale Hydrologie“, Sommersemester 2008, Universität Kiel, unter: URL http://www.hydrology.uni-kiel.de/lehre/seminar/ss08/ss08_renken_brandenburg.pdf 20100127
- (RIECHWEIN & WEIßMANN 1995) Riechwein, W. & Weißmann, R.: Zur Standsicherheit von Binnenböschungen bei Wellenüberlauf, Bericht des Institutes für Grundbau und Bodenmechanik, Universität und Gesamthochschule Essen
- (ROEßLER 1911) Roeßler, R.: Die Gefahren und die Bekämpfung des Hochwassers und des Eisganges der auf der Elbe und besonderer Berücksichtigung des Winters 1908/09, Elbstrombauverwaltung Magdeburg, Baensch-Verlag Magdeburg
- (RÖTTGER 2006) Röttger, A.: Küste und Einzugsgebiet der Oder: Betrachtung von Einflüssen, Kooperationen und Perspektiven im grenzüberschreitenden Raum, IKZM-Oder Berichte 29, unter: URL <http://www.ikzm-oder.de/> 20081210
- (ROGGE 1994) Rogge, M.: „Von Küstrin nach Küstrin“ – Die Grenzöffnungen 1992 -, in: Königsberger Heimatkalender 1994, URL <http://www.vfdgkuestrins.de/texts/grenze.html> 20090107)
- (ROMANOWICZ & HONIGMANN 1932) Romanowicz, H. & Honigmann, E.: Zug- und Druckfestigkeit von Eis, Mitteilung aus der Versuchsanstalt für Baustoffe am Technologischen Gewerbemuseum Wien, in: Forschung im Ingenieurwesen, Volume 3, Number 2, 99
- (RÖSSERT 1999) Rössert, R.: Hydraulik im Wasserbau, 10. Auflage, 1999, Oldenbourg Verlag, München
- (ROSSER 2007) Rosser, S.: Auswirkungen der Klimaerwärmung auf die Nordatlantische Oszillation, Maturitätsarbeit der Züricher Mittelschulen, unter: URL <http://www.impulsmittelschule.ch> 20110503
- (ROTHER 2001) Roter, K.-H.: Hydrologische Grundlagen, in: Hochwasser-Handbuch, Kap. 3, Hrsg.: Patt, Heinz, Springer-Verlag Berlin, 2001

- (SARRAZIN & HOßFELD 1892) Sarrazin, O. und Hoßfeld, O.: Die Überwachung der Ströme in Preußen, in: Zentralblatt der Bauverwaltung, Jahrgang 1889, S.34 ff., unter: URL http://opus.kobv.de/zlb/volltexte/2008/2376/pdf/ZBBauverw_1889_04.pdf 20090318
- (SCHAEFER 1848) Schäfer, W.: Chronik der Dresdner Elbbrücke, nebst den Annalen der größten Elbfluthen von der frühesten bis auf die neueste Zeit, Verlag von Adler und Dietze, Dresden
- (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010) Scheffer, F. & Schachtschabel, P.: Lehrbuch der Bodenkunde, 16.Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- (SCHERHAG 1982) Scherhag, R.: Klimatologie, 10.Auflage 1982, Westermann-Verlag, Braunschweig
- (SCHICHTL & STERN 2001) Schichtl, H. & Stern, R.: Naturnaher Wasserbau, Ableitung für ingenieurbioologische Bauweisen, Verlag Ernst + Sohn, Berlin
- (SCHIEBERLE 2011) Schieberle, D.: Ein Ort und seine Umgebung stellen sich vor – Reitwein - Perle des Oderbruch, unter: URL <http://www.reitwein-mol.de> 20110430
- (SCHMIDT 1997) Schmidt, O.: Eisgang in Traben-Trarbach, unter: URL <http://www.litzigerlay.de> 20100531
- (SCHMIDT 2000) Schmidt, M.: Hochwasser und Hochwasserschutz in Deutschland vor 1850 – Eine Auswertung der Quellen und Karten, Oldenbourg Verlag, München
- (SCHNEIDER 1996) Schneider, H.-G.: Das Odereis wurde am Ende gesprengt, in: Märkische Oderzeitung, Frankfurt/Oder vom 29.01.1996, S. 11
- (SCHNEIDER 2005) Schneider, S.: Rechtliche Instrumente des Hochwasserschutzes in Deutschland, Erich Schmidt Verlag, Berlin
- (SCHÖNWIESE 1979) Schönwiese, C.-D.: Klimaschwankungen, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1979
- (SCHWALBE 1927) Schwalbe, G.: Über Eisbildung und Eisabgang auf Flüssen und über die Eisverhältnisse der deutschen Ströme und Flüsse, besonders innerhalb Norddeutschlands, in: Archiv der Deutschen Seewarte, 44. Band, Verlag Hammerich & Lesser, Hamburg, 1927
- (SCHWARZ 1970) Schwarz, J.: Treibeisdruck auf Pfähle, in: Heft 34/1970 des Franzius-Institutes der Leibniz Universität Hannover, S. 89 -193

- (SIMMER 1994) Simmer, K.: Grundbau, Teil 1: Bodenmechanik und erdstatische Berechnungen, 19. neubearbeitete und erweiterte Auflage, 1994, Verlag Teubner, Stuttgart
- (SIMON 2004) Simon, M.: Die Elbe und ihr Einzugsgebiet, in: Wasserhistorische Forschungen – Schwerpunkt Hochwasserschutz/Elbe – Schriften der Deutschen Wasserhistorischen Gesellschaft (DWhG) e.V., Band 4, S. 31 – 49, Books on Demand GmbH, Norderstedt
- (SINN 2004) Sinn, T.: Baumstatik – Zerstörungsfreie Messverfahren der Stand- und Bruchssicherheit von Bäumen, Vortrag anlässlich des SVK-Gehölzseminars am 3.2.2004 im Congress-Centrum Hannover, unter: URL <http://www.baumstatik.de> 20100220
- (SPEKAT et al. 2007) Spekat, A.; Enke, W. und Kreienkamp, F.: Neuentwicklung von hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2, Umweltbundesamt Dessau, 2007 unter: URL <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3133.pdf> 20090905
- (SMUL 1997) Sächsisches Staatministerium für Umwelt und Landesentwicklung: Materialien zur Wasserwirtschaft 1/1997 – Merkblatt Eisgefahren , Dresden, unter: URL http://www.smul.sachsen.de/umwelt/download/wasser/eisgefahren_smul.pdf 20090126
- (SPIEGELBERG 2001) Spiegelberg, K.: Das Oderstromsystem, Frankfurt (Oder), 2001
- (STADTCHRONIK FRANKFURT/ODER) Stadtchronik Frankfurt/Oder, unter: www.frankfurt-oder.de/data/stadtarchiv/bes_ang/ffo/inhalt.htm 20091114
- (STAHLMANN et al. 2005) Stahlmann, J.; Kluge, K. und Gattermann, J.: Theoretische und experimentelle Erkenntnisse zur Bodenverflüssigung bei Offshore-Windenergieanlagen, Kongress der Hafenbau-Technischen-Gesellschaft, 14.-17.09.2005, URL http://www.igb.tu-bs.de/veroeff/htg_kl.pdf 20100614
- (STAMM 2007) Stamm, J.: Wasserbauliche Strategien für die Zukunft – Binnenschifffahrt und Hochwasserschutz, in: Tagung – Klimawandel, Wasserhaushalt und Naturschutz – Zukünftige Entwicklung in Fließgewässern und Auen – am 22.November 2007, Bundesamt für Naturschutz, Bonn unter: URL http://www.bfn.de/fileadmin/documents/themen/wasser/071115_Flyer.pdf 20090720
- (STAROSOLSZKY 1985) Starosolszky, Ö.: Ice and river engineering, in: Novak, P.: Developments in hydraulic engineering – Elsevier applied science Publishers 3 (1985)

- (STEFAN 1889) Stefan, J.: Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere, Akademie der Wissenschaften Wiens, Sitzungsberichte der math.-naturw. Classe Bd. CXVIII, Abth. II a
- (STEUERNAGEL 2008) Steuernagel, J.: Möglichkeiten zur Optimierung von Sanierungsmaßnahmen an Flussdeichen, Dissertation an der Technischen Universität Darmstadt, unter: URL <http://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de/1174/1/DR-Steu.pdf> 20090803
- (STOLL 2010) Stoll, K.: Eisverhältnisse in Wittenberge von 1990/91 bis 2009/10, WSA Magdeburg
- (STRAUB 2006) Straub, H.: Historische Hochwasserinformationen und deren Nutzung, in: 3. KLIWA-Symposium: Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft, 25./26.10.2006 Stuttgart, S. 113-129
- (STRAUCH 1954) Strauch, T.: Entstehung, Verhütung und Beseitigung von Eis in stehenden und fließenden Gewässern und insbesondere in Stauanlagen, Besondere Mitteilungen zum Gewässerkundlichen Jahrbuch Nr. 10 der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz
- (STRAUCH et al. 1957) Strauch, T., Träger, G., Maasch, O. und Förster, K.: Einfluss des Eises auf den Binnenwasserstraßen und in den Binnen- und Seehäfen. - Abwehrmaßnahmen, Beitrag zum 19. Internationalen Schifffahrtkongress der PIANC.AIPCN 1957 in London
- (STROBL & ZUNIAK 2006) Strobl, T. & Zuniak, F.: Wasserbau – Aktuelle Grundlagen – Neue Entwicklungen, Springer Verlag Berlin Heidelberg New York
- (STURM et al. 2001) Sturm, K.; Glaser, R.; Jacobeit, J.; Deutsch, M.; Brazdil, R. & Pfister, C.: Hochwasser in Mitteleuropa seit 1500 und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation in: Petermanns Geographische Mitteilungen Nr. 148 (6)
- (SU 2007) Su, Ch.: Anwendungspotenzial der mobilfunkgestützten Satellitenpositionierung (A-GNSS) zur Frühwarnung und Rettung bei Hochwasser- und Eisstoßkatastrophen, Dissertation an der Technischen Universität München, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen
- (THIELEMANN 1907) Thielemann, M.: Die Eisverhältnisse der Elbe und ihrer Nebenflüsse, Dissertation an der Vereinigten Friedrichs-Universität Halle-Wittenberg, Verlag Kaemmerer, Halle, 1907
- (THIEMANN 2003) Thiemann, N.: Ausführungen zum Eishochwasser vom Januar 2003 im Artlenburger Deichverband (unveröffentlicht)

- (TOBIAS 2003) Tobias, S.: Einführung in die Ingenieurbiologie. Skriptum, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL (Wald, Schnee, Landschaft), unter: URL <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/eserv/eth:25461/eth-25461-02.pdf> 20100301
- (UHLEMANN 1999) Uhlemann, H.-J.: Historisches vom Strom – Die Oder- Verlag Neufang, Gelsenkirchen, 1999
- (UHLEMANN & WEICHEL 2009) Uhlemann, H.-W. & Weichel, T.: Ermittlung der Bewuchsverhältnisse in den Vorländern der Elbaue im Land Sachsen-Anhalt, in: Entwicklung von Flussauen – Möglichkeiten und Grenzen – Kolloquium an der Technischen Universität Braunschweig am 22.10.2009, Tagungsband S. 9-11
- (VOLKSSTIMME, 1988) Volksstimme vom 2. April 1988, Ortschronik der Gemeinde Giesenslage, Chronik der Gemeinde Berge, unter: URL <http://www.wetterzentrale.de/cgi-bin/wetterchronik/home.pl?read=4288&jump1=topic&jump2=3> 20090415
- (VOLLBRECHT 2009) Vollbrecht: Hochwasserberichte 1947 und 1997, WSA Eberswalde, unter: URL <http://www.wsa-eberswalde.wsv.de> 20110430
- (VOLLMERS 2000) Vollmers, H.-J.: Kritische Geschwindigkeiten und Schubspannungen, in: Dresdner Wasserbauliche Mitteilungen der Technischen Universität Dresden, Fakultät Bauingenieurwesen, Institut für Wasserbau und technische Hydromechanik, Heft 18: Belastung, Stabilisierung und Befestigung von Sohlen und Böschungen wasserbaulicher Anlagen, Seite 45-55
- (VOß 1998) Voß, D.: Eisbildung und Eisaufbruch auf den Binnenwasserstraßen der WSD Ost, in: Mitteilungsblatt Nr. 79 der Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe, S. 41-51
- (WARTA 2009) Podsumowanie pogody w Polsce Styczen 2009, unter: URL <http://meteoclimat.wordpress.com/> 20090204
- (WARTA 2011) Risk of river flows – photos, unter: URL <http://wiadomosci.wp.pl/gid/,11802988,title,Walka-z-kra-na-rzece,galeria.html?ticaid=1c3b6> 20110502
- (WEICHBRODT 2004) Weichbrodt, F.: Ermittlung von Eingangsdaten zur Bemessung von Holzpfählen im Küstenwasserbau, unter: URL <http://www.stiftung-deutscher-kuestenschutz.de/projects/preistraeger/2004.pdf> 20100202
- (WEIKINN 2002) Weikinn, C.: Quellentete zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850 – Hydrographie – Teil 6 (1801-1850), herausgegeben von Michael Börngen und Gerd Tetzlaff, Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart,

- in: Centralblatt der Bauverwaltung, XII. Jahrgang 1892, S. 169-171 und XXXXII.
Jahrgang 1922, S. 164
- (WESKA 2006) Westdeutscher Schifffahrts- und Hafenkalender, 52.Jahrgang,
Binnenschifffahrts-Verlag, Duisburg
- (WESSOLLY 2007) Wessolly, L.: Rosskastanienallee auf einem Rheindeich: Wechselwirkun-
gen und Sicherheiten, Beitrag zum Departmentkongress Bautechnik + Naturgefahren
im Mai 2007 der Universität für Bodenkultur Wien
- (WHITE 2006) White, K.: Ice Jams in the United States, unter: URL
http://www.crrel.usace.army.mil/icejams/tech_files/2006%20Ice%20Jams%20Intro.pdf
20100306
- (WIESE 2003) Wiese, E.: Eisbekämpfung durch die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung
(WSV) des Bundes auf der Elbe, unter: URL http://www.wsa-lauenburg.wsv.de/anlagen_PDF/Eisbekämpfung.pdf 20090404
- (WILKE, 2007) Wilke, H.-J.: Hochwasserchronik Unteres Odertal, Landesumweltamt Bran-
denburg, Nationalpark Unteres Odertal unter: URL
<http://www.mluv.brandenburg.de/cms/detail.php/lbm1.c.392980.de> 20090724
- (WIRTZ 2004) Wirtz, C.: Hydromorphologische und morphodynamische Analyse von Buh-
nenfeldern der unteren Mittelelbe im Hinblick auf eine ökologische
Gewässerunterhaltung, Dissertation an der Freien Universität Berlin
- (WSA EBERSWALDE 2002) Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde, URL
<http://www.wsv.de/wsa-ebw/bildarchiv> 20090620
- (WSA EBERSWALDE 2004) Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde, URL
<http://www.wsa-eberswalde.de/presseinformation/index.html> 20080907
- (WSA EBERSWALDE 2006) Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde, URL
http://www.wsv.de/ftp/presse/2006/00224_2006.pdf 20090620
- (WSA EBERSWALDE 2006a) Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde, URL
http://www.wsv.de/ftp/presse/2006/00081_2006.pdf 20090618
- (WSA EBERSWALDE 2007) Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde, URL
http://www.wsv.de/ftp/presse/00375_2007.pdf 20090113
- (WSA EBERSWALDE 2008) Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde, URL
<http://www.wsa-eberswalde.de/schifffahrt/index.html> 20080907 Hier: Eislage

- (WSA EBERSWALDE 2011) Wasser- und Schifffahrtsamt Eberswalde, Begriffsbestimmungen für Eis- und Schifffahrtsverhältnisse, URL http://www.wsa-eberswalde.de/schifffahrt/begriffsbestimmungen_eislage/index.html 20110430
- (WSA LAUENBURG 2009) WSA Lauenburg: Eisbekämpfung durch die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) des Bundes auf der Elbe, unter: URL http://www.wsa-lauenburg.wsv.de/Eisaufbruch/anlagen_PDF/Eisbekämpfung.pdf 20090819
- (WWF DEUTSCHLAND 2000) WWF Deutschland – WWF-Auen-Institut, unter: URL <http://www.odra.pl/atlas/de/text> 20081127
- (ZADEH 2008) Zadeh, S.: Ein permanent-dynamisches System als modularer Hochwasserschutz, Dissertation an der Leibniz-Universität Hannover, Fakultät Architektur und Landschaft
- (ZANDER 1927) Zander, K.: Deichschutz bei Hochwasser- und Eisgefahr, Dessau 1927
- (ZANKE 2001) Zanke, U.: Hydraulik, Kap. 4, in: Taschenbuch der Wasserwirtschaft, 8.völlig neubearbeitete Auflage, 2001, Parey Buchverlag Berlin
- (ZBBAUVERW 1917) Autor: H.F.: Eis- und Wasserstandsverhältnisse der norddeutschen Ströme im Winter und Frühjahr 1917, (Zentralblatt der Bauverwaltung Nr. 51 v. 23. Juni 1917, S.326 ff., unter: URL http://opus.kobv.de/zlb/volltexte/2008/5122/pdf/ZBBauverw_1917_051.pdf 20110430
- (ZSUFFA 1975) Zsuffa, I.: Die Vorhersage einiger Elemente des Eisregimes auf der ungarischen Donautrecke in: Konferenzbericht der VIII. Konferenz der Donauländer über Hydrologische Vorhersagen vom 29.9.-4.10.1975 in Regensburg, S. 401-408, Koblenz 1977

Anhang 1

Großwetterlagen 1971/1972 bis 2009/10, jeweils 15 Tage vor einem Eisstand im Bereich Hohensaaten/Oder

1971/72	Dezember		Januar													
Tag	30	31	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	ab
GWL	HNFA	HNFA	HNFA	HNfZ	HNfZ	HNfZ	HNfZ	SEZ	SEZ	SEZ	SEZ	SEZ	SEZ	SEA	SEA	14.1. Eisstand
C°mT	0,6	1,2	1	-0,3	0,2	1,5	0,3	0,1	-0,7	-0,2	-0,6	-3,8	-4,3	-4,8	-6,2	
1972/73	Dezember															
Tag	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	ab
GWL	SWA	SWA	SWA	SWA	SWA	HM	HM	HM	HM	BM	BM	BM	BM	SA	SA	27.12. Eisstand
C°mT	0,6	1,5	5,6	3,8	-1,4	-2,2	-1,1	2	-1,3	-3,1	-4,8	-3,4	-5,2	-5	-6,4	
1973/74	November															
Tag	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	ab
GWL	WZ	WZ	WZ	WZ	WZ	WA	WA	WA	WA	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	1.12. Eisstand
C°mT	3,9	2,7	1,5	3,4	4	1,2	1,9	4,4	7	3,2	0,3	-1,1	-3,1	-2,9	-5,4	
1974/75	kein Eisstand															
1975/76	Januar															
Tag	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	ab
GWL	NWZ	WZ	WZ	WZ	WZ	WZ	WZ	NZ	NZ	NZ	NZ	HFA	HFA	HFA	HFA	1.2. Eisstand
C°mT	0,5	0,6	3,3	4,6	3,7	2,1	4,4	-2,2	-4,4	-6,9	-8,7	-8,4	-6,1	-8,4	-8,8	
1976/77	Dezember															
Tag	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	ab
GWL	NEZ	NEZ	NEZ	NEZ	SEA	SEA	SEA	SEA	SEA	HNA	HNA	HNA	NZ	NZ	NZ	28.12. Eisstand
C°mT	0,1	-0,8	-1,7	-1,7	-3,4	-2	0	1,1	0,9	1,9	0,8	0	-3,3	-4,1	-2,4	
1977/78	Februar															
Tag	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	ab
GWL	BM	BM	BM	HNfZ	HNfZ	HNfZ	HNfZ	HNfZ	TM	TM	TM	TM	HNA	HNA	HNA	19.2. Eisstand
C°mT	-1,1	-2,9	-2,2	-3,1	-2,1	-3,5	-5,1	-3,3	-2,7	-3,7	-3	-2,6	-4,4	-8,8	-5,8	
1978/79	Dezember															
Tag	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	ab
GWL	BM	BM	BM	SEZ	SEZ	SEZ	SEZ	SWZ	SWZ	SWZ	SWZ	WS	WS	WS	WS	1.1. Eisstand
C°mT	-2,9	-5,9	-7,9	-4,2	-2	-4,6	-1,9	0,2	3,6	5,9	5,7	6,5	-2,2	-13,6	-17,6	
1979/80	Dezember					Januar										
Tag	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	ab
GWL	WA	WA	WA	WA	WA	NZ	NZ	NZ	WW	WW	WW	HFZ	HFZ	HFZ	HFZ	11.1. Eisstand
C°mT	-0,2	0,8	2,6	0,8	0,6	0,2	-0,8	-3,7	-8	-4,9	-1,7	-2,1	-5,2	-5,5	-5,5	
1980/81	kein Eisstand															
1981/82	Dezember															
Tag	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	ab
GWL	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	19.12. Eisstand
C°mT	2,8	0	-0,1	0,2	-1,4	-2,1	-2,9	-3,7	-2,6	-6	-7,3	-6,9	-12,3	-10,5	-9,5	
1982/83	kein Eisstand															
1983/84	November				Dezember											
Tag	27	28	29	30	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	ab
GWL	SWZ	NWZ	NWZ	NWZ	HM	HM	HM	HM	HM	WZ	WZ	WZ	WZ	WZ	BM	12.12. Eisstand
C°mT	10,7	4,2	2,2	-0,3	-1,8	-4,7	-7,1	-3,4	-0,1	0,5	0	-2,1	0,3	1	-5,7	

1984/85	Dezember													Januar		
Tag	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	ab
GWL	WZ	WZ	WZ	WA	WA	WA	WA	HFZ	HFZ	HFZ	HFZ	HFZ	U	HNZ	HNZ	3.1. Eisstand
C°mT	0,1	2	4,1	2,8	0	-1,5	-3	-4	-4,8	-5,5	-3,1	-2,8	-4,7	-4,5	-5,7	
1985/86	Januar													Februar		
Tag	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	ab
GWL	WZ	WZ	WZ	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	SEZ	SEZ	SEZ	SEZ	SEZ	SEZ	HNZ	5.2. Eisstand
C°mT	4,6	4,1	4,5	3,2	1	-0,8	-2,1	-2,1	-1	0,8	-0,1	1,2	-2,5	-4,4	-6,5	
1986/87	Dezember													Januar		
Tag	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	ab
GWL	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	HNZ	11.1. Eisstand
C°mT	0	0,7	4,4	2,2	4,2	2,6	-5,3	-9,8	-5,1	0,3	-1,1	-7,9	-7,3	-5,9	-12,8	
1987/88	kein Eisstand															
1988/89	kein Eisstand															
1989/90	kein Eisstand															
1990/91	Januar													Februar		
Tag	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	ab
GWL	HM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	HFA	HFA	3.2. Eisstand
C°mT	0,3	-0,8	1,6	1,6	0,1	0,5	1,4	1,6	1,2	0	-0,2	-3,2	-7,9	-9,1	-9	
1991/92	Januar															
Tag	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	ab
GWL	U	HB	HB	HB	HB	HB	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	SEA	SEA	SEA	SEA	SEA	25.1. Eisstand
C°mT	-0,2	-2,2	1,3	0	4,9	5,4	4,4	1,1	4,3	2,5	-6,1	-7	-7,6	-5,4	-3	
1992/93	Dezember															
Tag	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	ab
GWL	U	BM	BM	BM	WA	WA	WA	WA	SWA	SWA	SWA	SWA	SWA	BM	BM	23.12. Eisstand
C°mT	2,7	2,5	3,1	2,3	3,8	2,2	6,9	4,2	1	0,6	-0,6	2,3	1,1	0,3	-2,8	
1993/94	November															
Tag	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	ab
GWL	WW	WW	WW	WW	WW	HFZ	HFZ	HFZ	HFZ	HFZ	HFZ	HFZ	SEA	SEA	SEA	26.11. Eisstand
C°mT	3,8	3,7	2,4	2,8	1,3	0,8	-0,2	-2,5	-2	-6,2	-6,5	-4	-5,2	-5,5	-3,2	
1994/95	kein Eisstand															
1995/96	November													Dezember		
Tag	24	25	26	27	28	29	30	1	2	3	4	5	6	7	8	ab
GWL	SWA	SWA	TB	TB	TB	HFA	HFA	HFA	HFA	HFA	HFA	HFA	HFA	HFA	HFA	9.12. Eisstand
C°mT	2,7	-0,2	-0,8	-0,4	-0,5	-0,2	-1,6	-2	-2,2	-2,4	-3,2	-6,6	-5,7	-3,1	-0,7	
1996/97	Dezember															
Tag	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	ab
GWL	SEA	SEA	SEA	SEA	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	SWZ	SWZ	SWZ	HNA	HNA	HNA	HNA	24.12. Eisstand
C°mT	-1	-0,7	-0,9	-0,1	0,6	-2,2	0,8	-1,9	0	2	-0,8	-4,4	-6,2	-4,9	-5,2	
1997/98	Januar													Februar		
Tag	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	ab
GWL	WZ	WZ	NEZ	NEZ	NEZ	NEZ	NEZ	HNA	HNA	HNA	HNA	HNA	HNA	HNA	BM	2.2. Eisstand
C°mT	3,8	2,8	2	-0,3	1,6	-0,8	-2,3	-3,7	-5,5	-7,2	-1,4	-3,8	0,1	-7,8	-8,6	
1998/99	November													Dezember		
Tag	27	28	29	30	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	ab
GWL	BM	BM	BM	BM	BM	BM	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	WW	WW	WW	12.12. Eisstand
C°mT	0,3	1,3	-0,5	-1,5	-4,8	-6,4	-6	-2,2	-1,1	-2	-2,8	-3,6	-7,2	-7,6	-11,4	

1999/2000	Januar																
Tag	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	ab	
GWL	WA	WA	WA	WA	SWA	SWA	SWA	SWA	NWA	NWA	NWA	NWA	NWA	NWA	NWA	22.1.Eisstand	
C°mT	3,4	2,9	3,4	1	-0,8	-2	-4,2	-1,5	-1,4	1	6,4	2,5	-0,4	2,3	-3,6		
2000/01	kein Eisstand																
2001/02	Dezember															Januar	
Tag	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	ab	
GWL	HB	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	NWZ	2.1.Eisstand	
C°mT	0,1	2	-2,8	-1,5	-2,3	-6,2	-4,8	1,7	1,2	0,2	2,1	0,5	-1,8	-4,9	-1,6		
2002/03	November						Dezember										
Tag	25	26	27	28	29	30	1	2	3	4	5	6	7	8	9	ab	
GWL	SZ	SZ	SZ	SZ	WW	WW	WW	WW	WW	HFA	HFA	HFA	HFA	HFA	HFA	10.12.Eisstand	
C°mT	4,9	7,5	5,2	5,4	5,8	3,4	2,2	4	2,9	0,6	-0,5	-1,7	-5,8	-7,5	-8,6		
2003/04	Dezember												Januar				
Tag	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	ab	
GWL	WZ	WZ	WZ	WZ	BM	BM	BM	BM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	BM	4.1.Eisstand	
C°mT	4,8	6,1	0,5	-4,3	-3,2	1,1	3	4,3	2,6	3	-0,6	0,3	-3,6	-2,8	-5,2		
2004/05	Januar							Februar									
Tag	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5	6	7	ab	
GWL	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	NZ	NZ	NZ	NZ	NZ	BM	BM	BM	8.2.Eisstand	
C°mT	-1,2	-3	-4,7	-5	-3,7	-5,3	-2,5	2,5	1,5	0,4	1,6	0,3	-2,4	-4,2	-5,2		
2005/06	Dezember							Januar									
Tag	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5	6	7	8	ab	
GWL	NWZ	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	SEA	SEA	SEA	SEA	9.1.Eisstand	
C°mT	1,1	-1,1	-2,8	-4,5	-3,9	-6,2	-4,9	1	-1,8	0,6	0	-0,1	-1,7	-2,6	-6,2		
2006/07	kein Eisstand																
2007/08	kein Eisstand																
2008/09	Dezember											Januar					
Tag	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	ab	
GWL	NWA	NWA	NWA	NWA	Ü	HM	HM	HM	HM	HM	HM	HM	NWZ	NWZ	NWZ	5.1.Eisstand	
C°mT	5,6	8	4,1	4,4	0,1	-2,9	-1,1	-3,8	-3,6	-3,5	-4,1	-3,7	-3,4	-5,6	0,3		
2009/10	Dezember							Januar									
Tag	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5	6	7	8	9	ab 10.1.	
GWL	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	WS	TRW	TRW	TRW	HNfZ	Eisstand	
C°mT	4	0,6	1,6	-0,7	-1	-1,4	-2,3	-2,3	-4,6	-6,6	-7,4	-7,2	-6,4	-5,3	-3		

Anhang 2

Jahr	Großwetter- lage (GWL)	Kälte- summe	Dauer in Tagen	Großwetterlage vor Eistand (Zusammenfassung der Jahre 1971/71 bis 2009/10)						Großwetter- typ	Beteiligung am Eisstand	
				GWL	Häufigkeit	Kältesumme	Tage insg.	Kältesumme	Kältesumme		je Tage	je Kältesumme
						insgesamt	GWL	pro Tag	je Häufigkeit		in Prozent	in Prozent
1971/72	SEA	-11	2	WW	1x	-26,2	3	-8,7	-26,2		29 Tage=	-118,3
1972/73	SA	-11,4	2	WS	2x	-92,1	26	-3,54	-46,05	WEST	23,20%	25,00%
1973/74	NZ	-9	6									
1974/75	kein Eisstand			NWA	1x	6,8	7	0,97	6,8		24 Tage=	-33,7
1975/76	HFA	-31,7	4	NWZ	2x	-26,9	17	-1,58	-13,45	NORDWEST	19,20%	7,10%
1976/77	NZ	-9,8	3									
1977/78	HNA	-19	3	BM	5x	-33,8	8	-3,75	-6,76	HOCH		
1978/79	WS	-26,9	4							Mittel-	8 Tage =	-33,8
1979/80	HFZ	-18,3	4							europa	6,40%	7,10%
1980/81	kein Eisstand											
1981/82	WS	-65,2	11	NZ	2x	-18,8	9	-2,08	-9,4			
1982/83	kein Eisstand			HNA	2x	-39,7	7	-5,67	-19,85		18 Tage=	-68,7
1983/84	BM	-5,7	1	HNZ	1x	-10,2	2	-5,1	-10,2	NORD	14,40%	14,58%
1984/85	HNZ	-10,2	2									
1985/86	HNfZ	-6,5	1	HFA	4x	-101	22	-4,59	-25,25			
1986/87	HNfZ	-12,8	1	HNfZ	3x	-22,3	3	-7,43	-7,43		29 Tage =	-141,6
1987/88	kein Eisstand			HFZ	1x	-18,3	4	-4,57	-18,3	OST	23,20%	30,06%
1988/89	kein Eisstand											
1989/90	kein Eisstand			SEA	4x	-64,6	15	-3,5	-13,15	SÜDOST	15 Tage=	-64,6
1990/91	HFA	-18,1	2								12,00%	13,71%
1991/92	SEA	-29,1	5									
1992/93	BM	-2,5	2	SA	1x	-11,4	2	-5,7	-11,4	SÜD	2 Tage=	-11,4
1993/94	SEA	-13,9	3									
1994/95	kein Eisstand											Summe=
1995/96	HFA	-27,7	10									472,1

Jahr	Großwetter- lage (GWL)	Kälte- summe	Dauer in Tagen	Großwetterlage vor Eisstand (Zusammenfassung der Jahre 1971/71 bis 2009/10)						Großwetter- typ	Beteiligung am Eisstand	
				GWL	Häufigkeit	Kältesumme	Tage insg.	Kältesumme	Kältesumme		je Tage	je Kältesumme
						insgesamt	GWL	pro Tag	je Häufigkeit		in Prozent	in Prozent
1997/98	BM	-8,6	1									
1998/99	WW	-26,2	3									
1999/00	NWA	6,8	7									
2000/01	kein Eisstand											
2001/02	NWZ	-18,2	14									
2002/03	HFA	-23,5	6									
2003/04	BM	-5,2	1									
2004/05	BM	-11,8	3									
2005/06	SEA	-10,6	4									
2006/07	kein Eisstand											
2007/08	kein Eisstand											
2008/09	NWZ	-8,7	3									
2009/10	HNFZ	-3	1									

Großwetterlagen im Winter, Monate Dezember bis Februar der Jahre 1971/72 bis 2009/10																															
Jahr	Großwetterlagen																														
	WA	WZ	WS	WW	SWA	SWZ	NWA	NWZ	HM	BM	TM	NA	NZ	HNA	HNZ	HB	TRM	NEA	NEZ	HFA	HFZ	HNFA	HNfZ	SEA	SEZ	SA	SZ	TB	TRW	U	
1971/72		5	4	11	3			3	9	3					3	3	3					4	3	4	10	18		4			
1972/73	1	4		3	7	9		10	11	18						6	3								5	5	4		4		
1973/74	10	13	5	10		6		12		11			1												5	8		3	3	3	
1974/75	10	34			9	10			11	6							3				5									2	
1975/76	7	19		4			7	8	2	16	3		4							5				9		5				1	
1976/77		7	27			7		6		10		4	3	3					4					5			7		6	1	
1977/78		18				3		3	3	12	4			6			5	5				3		5		6	4	12		1	
1978/79	1	9	18			7				12		7								1	6			7	9	4		5	3	1	
1979/80	6	20	3	6	3					19			8				3					5			3	3	8		3		
1980/81	10	21	3					11	11	11			10						1		4				3	5					
1981/82	4	1	24		5	5		13	5	7											6		3		4		8		4	1	
1982/83	7	31	3	4			5	10	11		6					10	3														
1983/84	6	23	13	3	3	9		3	5	11							3					7			4						
1984/85	4	23	3					3	9				3	9	9						6	5		4	3		4		3	2	
1985/86		15	8		8			10		7				7	4		5						11	3		6			5	1	
1986/87	6	12		2	7			15	3	12			8			5			3					8					8	1	
1987/88	10	25		11	12		6	7		13	4		1																	1	
1988/89	33	20	5	6				14	12																						
1989/90	9	32			8	9			4	16						7											5				
1990/91		23					5		7	28	12						2				8	5									
1991/92	15	16				3		12	23				5			9									6					1	
1992/93	7	17			5	7		9	22	9							3	4							4					3	
1993/94	6	41								7					3		8				5	6			1	5		5		3	
1994/95	10	42		4			4	4	3	10			3		3		4												3		
1995/96			5			3		5		3			3	9	4		5				11		6	5	11		9		4	5	
1996/97	10	17				3	5	4	6					9			3							14	8				11		
1997/98		33			5		11		4	10	3			7			5		5							6				1	
1998/99		16		4	17		4	10		8			14				12										5				
1999/00	12	37	7		4		8	4	3	13			3																		
2000/01		8	12		9	20		8	12	9		3	2													5			2		
2001/02		25		6	4			21	8	12						5		7													
2002/03	9	9		10				6	3	10			5			7					21						6			3	
2003/04		22	5	6				7	3	13						12	17								3						
2004/05		18						10	12	12			5	3			21							4					4		
2005/06				6				23	11	7						10	17							5	5				5		
2006/07	10	27	7	5		6		6	4	5						10	7								3						
2007/08		32		5	7		3	3	13	10				3			7	3							3						
2008/09			3	6	4		5	7	13	5			5			7	19			4							3	1		6	
2009/10			11																					1					3		
absolute H. in Tagen	203	715	166	112	120	107	63	267	243	355	32	14	83	56	26	93	156	19	14	77	39	23	60	94	68	70	38	22	69	20	

Anhang 4

Großwetterlagen und Großwettertypen und deren Häufigkeiten 15 Tage vor dem Eisstand auf der Oder 1971/72 bis 2008/09												
Zirkulations- form	Großwetter- typ		Großwetter- lage	Großwetter- lage	Dauer		Zirkulationsform in Tagen			Großwettertypen		absolute
				Häufigkeit	Großwetter- lage in Tagen		insgesamt	Durchschnitt	absolute Häufigkeit	Häufigkeit in Tagen		Häufigkeit
Zonal	West		WA	5 x	4 5 4 4 4		21	4,2				
			WZ	7x	5 6 5 3 3 2 4		28	4				
			WS	3x	4 11 11		26	8,6				
			WW	4x	3 5 3 5		16	4		West = 91 Tage		21,11%
							zonal=91	5,2	21,11%			
							Tage	Tage				
Gemischt	Südwest		SWA	4x	5 5 2 4		16	4				
			SWZ	3x	4 1 3		8	2,6		Südwest= 24 Tage		5,56%
	Nordwest		NWA	2x	7 4		11	5,5				
			NWZ	9x	1 4 3 6 4 4 14 1 3		40	4,4		Nordwest= 51 Tage		11,83%
	Hoch Mitteleuropa		HM	4x	4 5 1 7		17	4,25				
			BM	12x	4 3 3 1 12 3 2 1 7 4 1 3		44	3,6		Hoch Mitteleuropa = 61 Tage		14,15%
	Tief Mitteleuropa		TM	1x	4		4	4		Tief Mitteleuropa=4 Tage		0,95%
							Gemischt=	4,05				
							140 Tage	Tage	32,48%			
Meridional	Nord		NA	Ohne								
			NZ	7x	6 4 3 3 8 5 5		34	4,8				
			HNA	4x	3 3 4 7		17	4,25				
			HNZ	1x	2		2	2				
			HB	2x	5 1		6	3				
			TRM	4x	5 6 7 10		28	7		Nord = 87 Tage		20,18%

	Nordost		NEA	ohne							
			NEZ	2x	4 5		9	4,5		Nordost=9 Tage	2,08%
	Ost		HFA	4x	4 2 10 6		22	5,5			
			HFZ	3x	4 5 7		16	5,3			
			HNFA	1x	3		3	3			
			HNFZ	5x	4 5 1 1 1		12	2,4		Ost=53 Tage	12,29%
	Südost		SEA	6x	2 5 5 3 4 4		23	3,8			
			SEZ	3x	6 4 6		16	5,3		Südost = 39 Tage	9,04%
	Süd		SA	1x	2		2	2			
			SZ	1x	4		4	4			
			TB	1x	3		3	3			
			TRW	1x	3		3	3		Süd = 12 Tage	2,78%
							Meridional=	3,92	46,40%		
							200 Tage	Tage			
unbekannt je 4 x 1 Tag = 4 Tage											
An 431 Tagen traten die einzelnen Großwetterlagen insgesamt 100x auf, was exakt											
4,31 Tage pro Auftreten einer Großwetterlage entspricht. Die 4 Tage mit unbekannter Wetterlage											
wurden nicht berücksichtigt											
Im Zeitraum 1971/72 bis 2008/09 gab es an 29 von 38 Wintern einen Eisstand auf der Oder.											
Die einzelnen Großwetterlagen hatten eine Dauer von 1 Tag bis zu 14 Tagen (NWZ).											
Häufigste Großwetterlage war BM. Sie war in den 29 Wintern mit einer Eisdecke an 13 Wintern daran beteiligt.											
Nach Gerstengarbe (2006) betrug die durchschnittliche Dauer einer Großwetterlage 3 Tage.											
In der Periode 15 Tage vor einem Eisstand bis zum Eisstand betrug die durchschnittliche Dauer einer Großwetterlage bis											
zu dessen Beginn 4,3 Tage. Die längste Dauer einer Großwetterlage in dieser Zeit hatte die GWL NWZ mit 14 Tagen.											

Anhang 5

NAO-Index jeweils 2 Monate und 1 Monat vor dem
Eisstand und im Monat bei Beginn des Eisstandes
in der Zeit von 1920/21 bis 2009/10

Jahr	Eisstand ab	NAO-Index 2 Monate vor	NAO-Index 1 Monat vor	nach Jones- CRU bei Eisstand
1920/21	12.12.1920	-1,15	1,48	-0,46
1921/22	29.11.1921	-1,43	-0,22	-1,22
1922/23	./.			
1923/24	24.12.1924	1,34	-1,97	1,25
1924/25	./.			
1925/26	03.12.1925	-0,98	-2,6	-0,72
1926/27	./.			
1927/28	18.12.1927	-2,04	-1,25	-3,14
1928/29	22.12.1928	0,15	1,68	0,44
1929/30	26.12.1929	0,29	2,15	3,8
1930/31	15.02.1931	1,21	-0,09	1,29
1931/32	12.02.1932	0,77	3,47	-3,31
1932/33	16.01.1933	0,98	1,22	1,41
1933/34	05.12.1933	-1,99	-2,97	-1,84
1934/35	11.01.1935	-1,22	1,32	-0,5
1935/36	22.02.1936	-1,37	-1,22	-2,44
1936/37	18.01.1937	-0,17	2,37	2,15
1937/38	05.01.1938	-1,56	-1,09	2,64
1938/39	11.12.1938	1,88	3,24	-0,39
1939/40	27.12.1939	-2,51	1,53	-1,07
1940/41	19.12.1940	-1,89	1,3	1,46
1941/42	13.01.1941	-0,09	1,44	0,75
1942/43	10.01.1942	-2,11	1,47	1,17
1943/44	./.			
1944/45	25.12.1944	-0,83	0,81	0,26
1945/46	22.01.1946	-1,82	-0,25	1,41
1946/47	17.12.1946	-2,04	-1,26	1,26
1947/48	24.02.1948	-0,72	1,53	0,66
1948/49	./.	-5,41	0,83	3,59
1949/50	24.01.1950	0,54	0,11	0,55
1950/51	01.01.1951	0,78	-1,88	0,82
1951/52	./.			
1952/53	07.02.1953	-0,31	-0,02	0,54
1953/54	06.01.1954	3,25	0,15	0,1
1954/55	14.01.1955	1,54	1,44	-1,17
1955/56	01.02.1956	0,51	-0,76	-2,96
1956/57	31.12.1956	1,23	1,39	2,57

1957/58	30.01.1958	-1,59	-0,12	0,37
1958/59	14.02.1959	-1,7	-1,15	2,46
1959/60	10.12.1959	1,51	-0,04	1,98
1960/61	22.01.1961	1,4	0,46	1,46
1961/62	20.12.1961	1	-2,15	-1,72
1962/63	23.12.1962	-0,34	-2,23	-0,66
1963/64	26.12.1963	2,79	-0,15	-3,09
1964/65	06.03.1965	0,01	-3,03	0,23
1965/66	23.11.1965	-1,01	-1,26	-1,73
1966/67	./.			
1967/68	13.01.1968	-0,91	-0,53	1,65
1968/69	16.12.1968	0,03	-2	-1,73
1969/70	16.12.1969	0,7	-1,28	-0,26
1970/71	04.01.1971	0,76	-1,58	-0,43
1971/72	14.01.1972	-1,46	0,76	-0,52
1972/73	27.12.1972	-1,74	0,64	2,11
1973/74	01.12.1973	-1,03	-0,26	-1,65
1974/75	./.			
1975/76	01.02.1976	-1,57	0,75	1,29
1976/77	28.02.1977	-3,63	-2,36	0,28
1977/78	19.02.1978	-0,25	0,46	-1,99
1978/79	01.01.1979	3,91	-2,08	-3,22
1979/80	11.01.1980	1,95	2,07	-1,8
1980/81	./.			
1981/82	19.12.1981	-1,06	1,66	-2,2
1982/83	./.			
1983/84	12.12.1983	2,06	-2,28	0,83
1984/85	03.01.1985	-1,16	1,52	-2,87
1985/86	05.02.1986	-0,43	1,46	-4,02
1986/87	11.01.1987	3,41	3,42	-2,12
1987/88	./.			
1988/89	./.			
1989/90	./.			
1990/91	03.02.1991	0,34	1,87	-0,02
1991/92	25.01.1992	1,68	1,24	0,64
1992/93	23.12.1992	-3,33	4,52	0,21
1993/94	26.11.1993	-2,6	-4,13	0,77
1994/95	./.			
1995/96	09.12.1995	1,22	-2,73	-3,33
1996/97	24.12.1996	-0,07	-0,05	-4,7
1997/98	02.02.1998	-0,2	-0,28	2,44
1998/99	12.12.1998	1,34	1,13	1,95
1999/00	22.01.2000	1,13	1,95	0,9
2000/01	./.			
2001/02	02.01.2002	0,01	-2,25	2,31
2002/03	10.12.2002	-1,5	-0,27	-0,98
2003/04	04.01.2004	0,31	-0,85	0,2

2004/05	08.02.2005	1,27	1,82	-2,25
2005/06	09.01.2006	-1,01	-0,81	-0,1
2006/07	./.			
2007/08	./.			
2008/09	05.01.2009	-1,3	-0,58	0,61
2009/10	31.12.2009	-2	1,68	-3,72

Großwetterlagen im Winter, Monate Dezember bis Februar der Jahre 1971/72 bis 2008/09 (Anzahl an Tagen)																																
Jahr	Großwetterlagen														HNA	HNZ	HB	TRM	NEA	NEZ	HFA	HFZ	HNFA	HNFZ	SEA	SEZ	SA	SZ	TB	TRW	U	
	WA	WZ	WS	WW	SWA	SWZ	NWA	NWZ	HM	BM	TM	NA	NZ																			
1971/72		5	4	11	3			3	9	3					3	3	3				4	3	4	10	18		4					
1972/73	1	4		3	7	9		10	11	18						6	3					4	3	4		5	5	4		4		
1973/74	10	13	5	10		6		12		11			1													5	8		3	3	3	
1974/75	10	34			9	10			11	6							3			5											2	
1975/76	7	19		4			7	8	2	16	3		4							5				9		5					1	
1976/77		7	27			7		6		10		4	3	3				4						9			5		7		6	1
1977/78		18				3		3	3	12	4			6			5	5			3		5		5	6	4	12			1	
1978/79	1	9	18			7				12		7							1	6			7	9	4		4	5	3		1	
1979/80	6	20	3	6	3					19			8			3					5			3	3	8		3				
1980/81	10	21	3					11	11	11			10					1		4				3	5							
1981/82	4	1	24		5	5		13	5	7										6		3		4		8		4			1	
1982/83	7	31	3	4			5	10	11		6					10	3															
1983/84	6	23	13	3	3	9		3	5	11							3				7			4								
1984/85	4	23	3					3	9				3	9	9					6	5		4	3		4		3			2	
1985/86		15	8		8			10		7				7	4		5					11	3		6					5	1	
1986/87	6	12		2	7			15	3	12			8			5			3				8						8		1	
1987/88	10	25		11	12		6	7		13	4		1																		1	
1988/89	33	20	5	6				14	12																							
1989/90	9	32			8	9			4	16						7										5						
1990/91		23					5		7	28	12									8	5											
1991/92	15	16				3		12	23				5			9								6							1	
1992/93	7	17			5	7		9	22	9							3	4						4							3	
1993/94	6	41							7						3		8			5	6			1	5		5			3		
1994/95	10	42		4			4	4	3	10			3		3		4													3		
1995/96			5			3		5		3			3	9	4		5			11		6	5	11		9		4	5			
1996/97	10	17				3	5	4	6					9			3						14	8					11			
1997/98		33			5		11		4	10	3			7			5		5							6					1	
1998/99		16		4	17		4	10		8			14				12										5					
1999/00	12	37	7		4		8	4	3	13			3																			
2000/01		8	12		9	20		8	12	9		3	2												5			2				
2001/02		25		6	4			21	8	12						5		7														
2002/03	9	9		10				6	3	10			5							21						6			3			
2003/04		22	5	6				7	3	13						12	17							3								
2004/05		18						10	12	12			5	3			21						4						4			
2005/06				6				23	11	7						10	17						5	5					5			
2006/07	10	27	7	5		6		6	4	5						10	7							3								
2007/08		32		5	7		3	3	13	10				3			7	3						3								
2008/09			3	6	4		5	7	13	5			5			7	19			4						3	1			6		
2009/10			20	14		10									7		11		4		7		4	4					7	2		
absolute H.	203	715	175	126	120	117	63	267	243	355	32	14	83	56	33	93	167	19	18	77	46	23	63	98	68	70	38	22	73	22		

